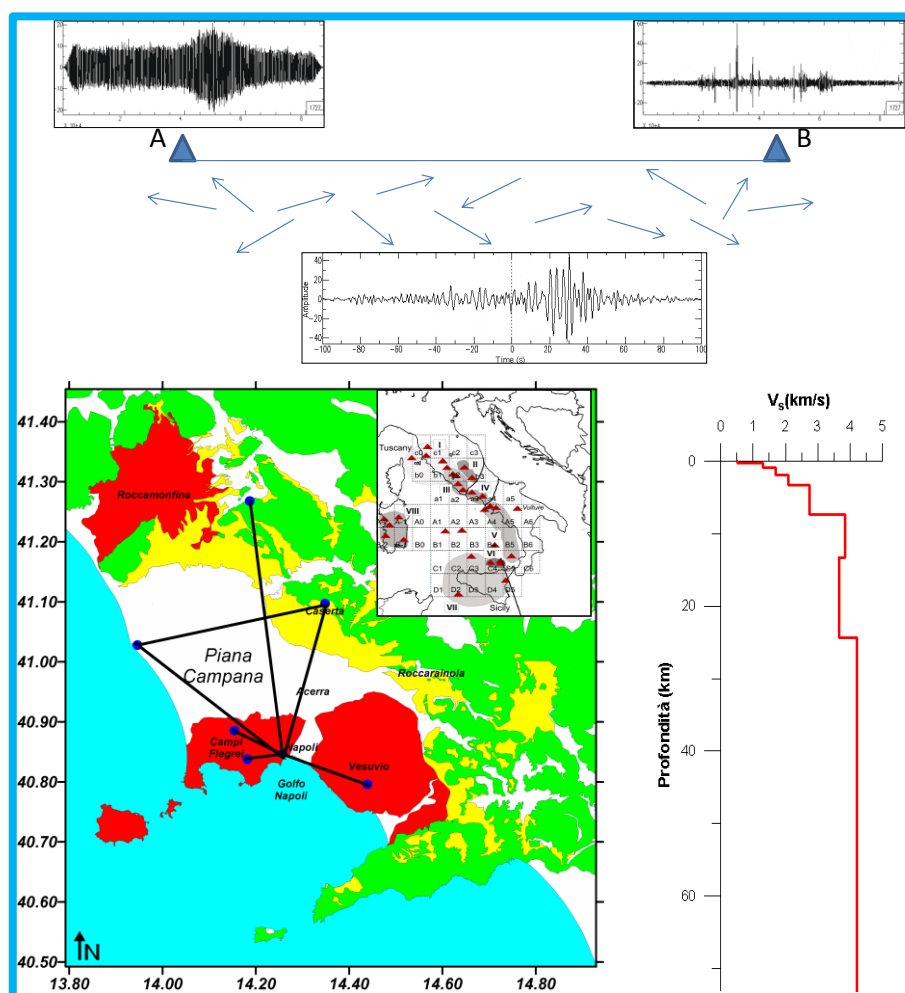


**Università degli Studi di Napoli “Federico II”
Facoltà di Scienze MM.FF.NN.**



**Dottorato di Ricerca in Scienze della Terra
XXIV ciclo**

**Modelli delle velocità sismiche di taglio della struttura crostale profonda della
Piana Campana mediante cross-correlazione di rumore sismico**



Tutor
Prof.ssa Concettina Nunziata

Dottoranda
dott.ssa Maria Rosaria Costanzo

Coordinatore del XXIV Ciclo
Prof.ssa Maria Boni

Indice

Introduzione	1
Capitolo 1 – Inquadramento geologico – geofisico della Campania	5
1.1 Evoluzione geodinamica dell'area mediterranea	5
1.2 Appennino meridionale	9
1.2.1 Basamento cristallino e/o magnetico	11
1.3 Stratigrafia ed assetto morfo-strutturale della Piana Campana	13
1.4 Modelli strutturali dei vulcani campani	21
1.4.1 Il Somma – Vesuvio	22
1.4.2 I Campi Flegrei	24
1.4.3 Il Roccamonfina	27
1.4.4 La Zona Vulcanica Campana	27
Capitolo 2 – Metodologie di analisi ed elaborazione dei dati	29
2.1 Cross-correlazione del rumore sismico	29
2.2 Analisi FTAN	35
2.3 Metodo di inversione Hedgehog	39
Capitolo 3 – Analisi dei segnali di cross-correlazione di rumore sismico: procedure e problematiche	42
3.1 Acquisizione dei dati	42
3.2 Analisi di NCF	44
3.2.1 Preparazione dei segnali alle singole stazioni	45
3.2.2 Cross-correlazione giornaliera e media mensile	46
3.2.2 Misura della dispersione delle velocità di gruppo	46
3.3 Problematiche della NCF	47
3.3.1 Stabilità	47
3.3.2 Stabilità della NCF negli anni	68
3.3.3 Simmetria	71
3.3.4 Confronto tra le curve di dispersione estratte da terremoti e da NCF	75
3.3.5 Problemi sulle registrazioni	78
3.3.6 Disallineamento delle stazioni rispetto la sorgente del campo d'onda	82
3.3.7 Assenza di dispersione sulla componente verticale del moto	84

3.3.8 NCF con basso SNR	87
3.4 Conclusioni e curve medie estratte dalle NCF	92
Capitolo 4 – Inversione dei dati di dispersione	94
4.1 Inversione dei dati di dispersione estratti dalle NCF	96
4.1.1 Tragitto Castel Volturno – Caserta	98
4.1.2 Tragitto Napoli – Caserta	100
4.1.3 Tragitto Napoli – Castel Volturno	102
4.1.4 Tragitto Napoli – Pietramelara	104
4.1.5 Tragitto Trecase al Vesuvio – Napoli	106
4.1.6 Tragitto Napoli – Monte Sant’ Angelo	108
4.1.8 Tragitto Napoli – Quarto	110
4.2 Inversione dei dati di dispersione estratti dalle registrazioni di terremoti	112
4.2.1 Tragitto Avella – Vesuvio	116
4.2.2 Tragitto Frosinone – Napoli	118
4.2.3 Tragitto Sannio – Napoli	122
4.2.4 Tragitto Vesuvio – Nola	126
Capitolo 5 – Interpretazione dei risultati	128
5.1 Settore peritirrenico della Piana Campana	131
5.2 Settore centrale della Piana Campana	132
5.3 Settore sud-orientale della Piana Campana.....	133
5.4 Fascia appenninica limitrofa alla Piana Campana	135
5.5 Confronto modelli di V_s della Piana Campana con sezioni geologiche	137
5.6 Settore meridionale della Piana Campana	139
Conclusioni	141
Bibliografia	144
Ringraziamenti	153

Introduzione

L'obiettivo principale di questa tesi di dottorato è quello di utilizzare la tecnica di cross correlazione di rumore sismico per ottenere modelli 1D di velocità sismiche delle onde di taglio (V_S) relative alle strutture profonde (crostali e del mantello superiore) della Piana Campana. Quest'obiettivo è raggiunto attraverso l'inversione non lineare dei dati di dispersione delle velocità di gruppo del modo fondamentale delle onde superficiali di Rayleigh ottenuti sia dall'analisi della cross-correlazione di rumore sismico registrato in due stazioni sia attraverso l'analisi di eventi sismici localizzati intorno alla Piana Campana. I dati di dispersione (locali) relativi a periodi ≥ 3 s sono stati usati nell'inversione congiuntamente ai dati regionali (periodi da 7-10 a 150 s), velocità di fase e di gruppo, ottenuti dalla tomografia delle onde superficiali di terremoti regionali e telesismi (Panza et al., 2007a).

La Piana Campana è una regione affetta da un'intensa tettonica distensiva quaternaria, connessa all'evoluzione del sistema in subduzione Appennino – bacino di retroarco tirrenico (dal Tortonianiano superiore) che ha disseccato le unità appenniniche, affioranti presso i massicci carbonatici che la bordano (Monte Massico, Monti di Caserta, Penisola Sorrentina), in una serie di horst e graben ribassandole a profondità anche superiori a 3 km (Ippolito et al., 1973).

L'apertura del Mar Tirreno, associata all'arretramento dello slab Apulo-Adriatico in subduzione al di sotto degli Appennini ed immergente verso sud-ovest, ha avuto come conseguenza la risalita di materiale astenosferico che ha alimentato vulcanismo orogenico attivo nel Tirreno meridionale e nella provincia Campana (Ischia, Campi Flegrei, Vesuvio).

Lo studio integrato di velocità delle onde sismiche di taglio e la natura del magmatismo lungo alcuni transetti chiave attraverso il Mediterraneo occidentale (Peccerillo et al., 2008) ha evidenziato la presenza di strati del mantello a bassa velocità (LVL) con V_S di 4.0-4.2 km/s, a profondità tra 60 e 130 km. Tali strati si estendono verso sud-est dalla costa della Provenza alla Sardegna alle aree vulcaniche del Tirreno meridionale, nella stessa direzione della migrazione dell'attività magmatica orogenica e salgono a profondità più superficiali (<30 km) al di sotto della Campania e delle aree vulcaniche del Tirreno meridionale.

Questo supporta l'ipotesi che le anomalie sismiche mantelliche siano generate da processi di subduzione che possono essere messe in relazione con il flusso del mantello verso est contro lo slab Apulo-Adriatico (Panza et al., 2007b).

Un recente modello petrologico, geochimico e geofisico che spiega l'alta emissione di CO_2 a profondità non vulcaniche nella regione tirrenica, offre una plausibile interpretazione dello strato

LVL come un cuneo a bassa viscosità indotto dalla presenza di fusi o fluidi ricchi in carbonati (Frezzotti et al., 2009).

La definizione di modelli di velocità delle onde di taglio in un contesto geologico di vulcanismo attivo è auspicabile per l'individuazione di regimi termici anomali che potrebbero indurre la fusione parziale delle rocce, poiché le V_S sono particolarmente sensibili alle variazioni di temperatura.

Diminuzioni di V_S sono state individuate in tutta l'area campana: a ~10 km di profondità sotto i Campi Flegrei (Guidarelli et al., 2006) e nella baia di Napoli (Nunziata, 2010); a profondità di circa 5 km (De Nisco et al., 2009) o di 8-10 km (Natale et al., 2005; Auger et al., 2003; Nunziata et al., 2006) sotto il Vesuvio; a 6-9 km sotto il Roccamonfina (Nunziata and Gericitano, 2011). Tale diminuzione di velocità è stata osservata a 10-15 km di profondità lungo tre profili che attraversano la Piana Campana (Nunziata and Costanzo, 2010)

I vincoli principali per la ricostruzione dell'assetto geologico profondo della Piana Campana sono rappresentati dalle stratigrafie dei pozzi profondi fino a 3 km perforati dall'AGIP tra gli anni '60 ed '80, per lo più nella parte occidentale della piana. Le principali caratteristiche sono una copertura costituita da sedimenti di ambiente marino, di transizione e continentale, intercalati da prodotti piroclastici, alla base dei quali non si rinviene il basamento carbonatico. Il top dell'orizzonte carbonatico è stato invece rinvenuto nella parte orientale alla profondità di 1350 m (calcari micritici probabilmente risalenti al Cretaceo) e a sud, sotto le pendici del Vesuvio, a circa 1.9 km di profondità (dolomie di età mesozoica). Un altro carattere saliente è la presenza di un consistente spessore di corpi magmatici potassici e andesitici che potrebbe testimoniare un'attività vulcanica antica al centro della Piana (Ortolani e Aprile, 1978).

Ulteriori informazioni circa le strutture sepolte della Piana Campana provengono dall'interpretazione di dati gravimetrici che ha permesso di ricostruire il top del basamento carbonatico mediamente a profondità di circa 2 km, approfondendosi a circa 3 km nelle aree di Acerra e Volturno (Carrara et al., 1973; Cassano and La Torre, 1987; Capuano and Achauer, 2003; Berrino et al., 1998; Cubellis et al., 2001). A scala regionale, un'interpretazione semiquantitativa di dati aeromagnetici (Mostardini e Merlini, 1986) ha stimato lo spessore della sequenza sedimentaria pari a 11-12 km, alla base della quale si rinviene un basamento magnetico, che potrebbe essere interpretato anche come un basamento cristallino con una densità di 2.8 g/cm³ (Corrado and Rapolla, 1981).

Profili di V_S con la profondità sono stati ottenuti nella Piana dall'inversione non lineare simultanea di dati di dispersione locali, estratti da terremoti ubicati ai bordi della Piana e registrati a Napoli, e di dati regionali (Nunziata and Costanzo, 2010). Le caratteristiche più importanti dei modelli sono: 1) valori di V_S attribuibili a calcari compatti ad una profondità di circa 5 km nel settore centrale

della Piana e a circa 3 km nel settore sud-orientale; 2) un'inversione di velocità (riduzione del 5%) a circa 15 km di profondità, al di sopra del mantello superiore che giace a 27-29 km di profondità con una V_s di 4.2-4.3 km/s. La riduzione di velocità è stata interpretata come presenza di materiale parzialmente fuso.

Al fine di definire la variazione laterale e la persistenza di questo strato a bassa velocità si è pensato di definire altri profili di indagine lungo la Piana Campana.

Normalmente per investigare le strutture crostali devono essere analizzati i terremoti, ma l'area d'indagine è poco attraversata da tragitti di terremoti. Inoltre quando si analizzano quei pochi eventi è possibile estrarre dati di dispersione con periodi al massimo di 2-3 s. Esiste quindi un intervallo di periodi non campionati da 2-3 s fino ai 7-10 s dei dati regionali. Al fine di colmare questo gap è stata impiegata in questo lavoro di tesi una tecnica che si è dimostrata molto promettente a scala globale e che è stata sperimentata con successo nella zona settentrionale dell'area vesuviana consentendo di campionare periodi fino a 5 s (De Nisco and Nunziata, 2011): questa tecnica è la cross-correlazione di rumore sismico.

La cross-correlazione del rumore sismico (NCF) registrato con una coppia di stazioni consente di estrarre la funzione di Green del mezzo interposto tra le due. Le basi teoriche di tale metodologia vanno ricercate nel lavoro di Lobkis and Weaver (2001). Secondo tali autori, in condizioni di campo diffuso, generato da sorgenti sparse intorno ai ricevitori, vengono campionate tutte le direzioni, per cui i segnali acquisiti contengono informazioni su ogni possibile tragitto percorso dal raggio sismico. Considerando un intervallo temporale sufficientemente lungo, capiterà che un fronte d'onda prodotto da queste sorgenti passi più volte per entrambe le stazioni, e questo porterà a rafforzare il rapporto segnale ricercato/rumore incoerente. La funzione risultante dalla cross-correlazione del rumore registrato da una coppia di ricevitori può essere quindi vista come il segnale che registrerebbe uno dei due ricevitori se l'altro emettesse un impulso.

La cross-correlazione in due punti riceventi di campi pienamente diffusi, è simmetrica rispetto all'asse dei tempi, cioè la funzione di Green è ritrovata sia nella parte causale ($t > 0$) che in quella anticausale ($t < 0$). Tuttavia spesso viene osservata una asimmetria apprezzabile sia in ampiezza che in contenuto in frequenza. Negli esperimenti sismici descritti da Campillo and Paul (2003) e Sabra et al. (2005), la funzione di Green è stata ricostruita da una cross-correlazione presente solo ad un lato dell'asse dei tempi, perché relativa ad una direzione preferenziale sorgenti-stazioni.

Profili di V_s con la profondità possono essere poi ottenuti dall'inversione non lineare Hedgehog (Panza et al., 2007a; Nunziata, 2010 e referenze citate) della curva di dispersione delle velocità di gruppo del modo fondamentale delle onde superficiali. Il modo fondamentale è estratto dal segnale di cross-correlazione con un metodo di analisi spettrale multifiltro chiamato FTAN (Frequency

Time Analysis) (Dziewonski et al., 1969; Levshin et al., 1972; Nunziata, 2005). I periodi e la lunghezza d'onda d'interesse sono naturalmente tanto più grandi quanto maggiore è la distanza sorgente ricevitore.

Per questo lavoro di tesi sono state effettuate delle misure di rumore sismico lungo 6 tragitti, per un periodo temporale complessivo di 1 anno, utilizzando 2 stazioni accelerometriche broadband Kinematics Q330 con accelerometro Episensor ES-T a tre componenti. Inoltre le registrazioni effettuate nei mesi di febbraio/marzo/aprile 2010, sono state cross-correlate con quelle sincrone acquisite dalle stazioni a larga banda appartenenti alla rete sismica INGV-OV ai Campi Flegrei (con sensori Guralp CMG-40 T a 60s), per un totale di altri 12 tragitti.

I dati di dispersione estratti dalle NCF con periodi ≥ 3 s sono stati invertiti congiuntamente ai dati regionali (Cella A4, Panza et al., 2007a) per ottenere profili di V_S fino a 73 km di profondità.

All'analisi delle registrazioni di rumore sismico è stata affiancata quella dei terremoti che ha consentito, in particolare, di definire strutture relative alla zona sud-orientale della Piana.

Questo elaborato di tesi si articola in 5 capitoli:

Nel primo capitolo viene descritto il contesto geodinamico e l'inquadramento geologico-geofisico delle strutture profonde e superficiali dell'area d'indagine.

Nel secondo capitolo vengono illustrate le metodologie utilizzate per ottenere i modelli 1D delle velocità delle onde di taglio: la cross-correlazione di rumore sismico, l'analisi FTAN e l'inversione non lineare Hedgehog.

Nel terzo capitolo vengono presentate le procedure di calcolo della cross-correlazione e le problematiche riscontrate in fase di analisi. Vengono inoltre presentati i risultati ottenuti dalla cross-correlazione di rumore sismico, in termini di curve di dispersione delle velocità di gruppo del modo fondamentale delle onde superficiali di Rayleigh, estratte per i tragitti dove tale sperimentazione è riuscita.

Nel quarto capitolo vengono presentati i modelli di Terra ottenuti dall'inversione dei dati di dispersione estratti dalle cross-correlazioni di rumore sismico e dalle registrazioni di terremoti locali.

Infine nel quinto capitolo i modelli di V_S scelti come rappresentativi sulla base di criteri matematici, sono validati dalle informazioni geologiche e geofisiche. L'interpretazione di tali modelli di Terra viene presentata lungo sezioni per definire la variabilità laterale e la continuità dello strato a bassa velocità.

Capitolo 1

Inquadramento geologico – geofisico della Campania

La genesi del margine campano è legata alla tettonica distensiva che ha interessato il sistema Appennino - Mar Tirreno (bacino di retroarco) negli ultimi stadi della sua evoluzione, tra il Pliocene superiore ed il Pleistocene.

La messa in posto delle coltri sedimentarie è avvenuta durante il Mesozoico in ambiente di mare da basso a profondo. I banchi calcarei così costituiti furono successivamente impilati in una serie di falde a sovrascorrimenti e pieghe est-vergenti durante l'orogenesi appenninica. Nella Piana Campana tali unità sono state dissecate in una serie di horst e graben, e ribassate a profondità maggiori di 3 km come testimoniano alcune perforazioni profonde (~3 km) eseguite dall'AGIP tra gli anni '60 e '80, che non hanno rivenuto il top di tali unità. Le serie sedimentarie che affiorano intorno alla Piana (ad est, a nord del Roccamonfina e a sud lungo la penisola Sorrentina e isola di Capri) consistono prevalentemente di carbonati di piattaforma la cui età varia dal Triassico al Cretaceo superiore. Queste sequenze sono spesso coperte da sedimenti concordanti trasgressivi che culminano con depositi di flysch di età miocenica (Barberi et al., 1977).

La subsidenza, fortemente attiva nel Quaternario, è stata principalmente controllata da faglie normali subverticali ad andamento NW-SE e NE-SW, compensata da un alto tasso di sedimentazione (minimo 800 m/MA) (Ippolito et al., 1973). In quest'area si sono depositati sedimenti di ambiente marino, di transizione e continentale, intercalati da depositi vulcanici provenienti dai centri eruttivi impostatisi lungo i sistemi di faglie prodotti dall'attività tettonica (Roccamonfina, Campi Flegrei e Vesuvio).

Di seguito verrà proposto un inquadramento geodinamico dell'area in esame e la descrizione delle strutture geologiche principali della Campania.

1.1 Evoluzione geodinamica dell'area mediterranea

L'evoluzione geodinamica dell'Italia e del Mediterraneo è stata controllata dal rifting mesozoico della Neotetide e dalle successive subduzioni terziarie.

Lo stretching della litosfera produsse localmente oceanizzazione in alcune aree del Mediterraneo (es. oceano Ligure Piemontese, Mar Ionio) e generò articolate zone di transizione oceano-continente ossia i margini continentali passivi.

Durante il Cretaceo inferiore, la subduzione alpina iniziò a trasferire alcuni bacini oceanici al di sotto delle placca Apulo-Adriatica, coinvolgendo le sequenze di margine passivo nel suo prisma

accrezionale. Successivamente, probabilmente durante l'Eocene-Oligocene, iniziò la subduzione appenninica con vergenza opposta lungo la retro-catena delle Alpi dove era presente litosfera oceanica o continentale assottigliata.

Sull'hanging-wall dello slab appenninico, si aprì un bacino di retroarco a formare gli attuali bacini del Mediterraneo occidentale.

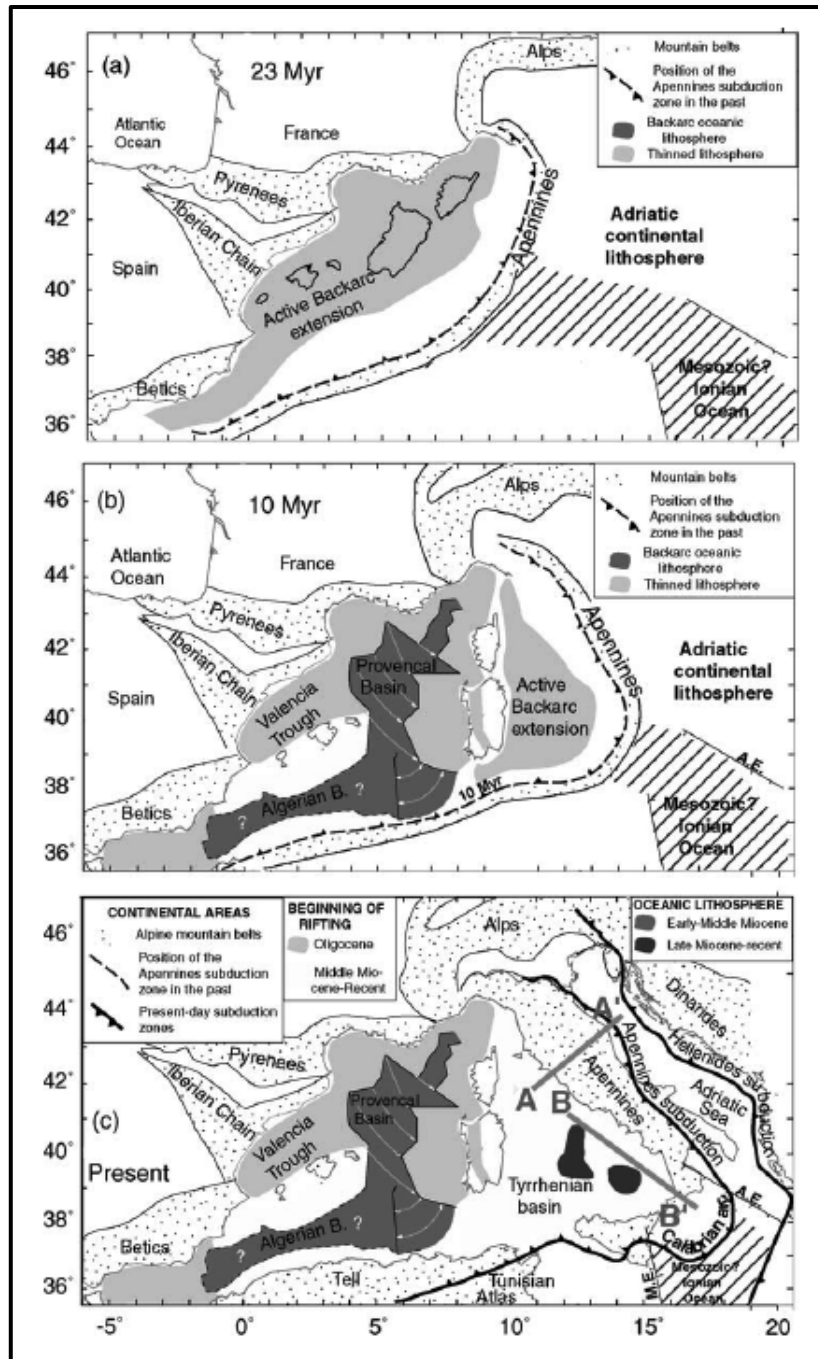


Fig. 1.1 Sketch della evoluzione geodinamica del Mediterraneo centrale e occidentale nel Terziario. Si osserva la migrazione verso est della zona di subduzione appenninica negli ultimi 23 milioni di anni (da Carminati et al., 2005).

Durante il rifting di retroarco, fin da 20 Ma, un frammento del margine europeo distaccato dal continente, ruotando in senso antiorario di circa 60°, andò a costituire il blocco sardo-corso, ad ovest del quale, la crosta assottigliata, formava il bacino Ligure-Provenzale (Fig. 1.1).

Sulla base dei dati paleomagnetici, si ipotizza che la rotazione del blocco sardo-corso sia finita circa 16 Ma fa arrestando la spinta e l'espansione oceanica dell'area Ligure-Provenzale. La distensione si spostò poi ad est del blocco sardo-corso, iniziando così l'apertura del Mar Tirreno.

Nel Tirreno meridionale, i depositi sin-rift più vecchi risalgono al Tortonian superiore e solo limitati affioramenti del Serravalliano sono stati recentemente descritti nel margine calabro (Faccenna et al., 2001). La distensione si è verificata maggiormente a sud che a Nord, producendo la caratteristica forma asimmetrica di tale bacino, in accordo con il maggiore arretramento della zona di subduzione dove in avampaese dell'Appennino è subdotta la litosfera oceanica ionica più pesante. Inoltre, il processo di rifting ed il magmatismo ad esso associato migrarono da ovest verso est. L'estensione evolse ad oceanizzazione in due aree principali al di sotto dei vulcani di Vavilov (7-3.5 Ma) e di Marsili (1.7-1.2 Ma).

Subduzione e distensione di retroarco appaiono come processi coevi e l'uno sembra innescare l'altro. Il flusso del mantello verso est potrebbe indurre una forza orizzontale abile a spingere giù lo slab diretto verso ovest (Doglioni et al., 2004). Sia la cinematica che i dati geofisici supportano la presenza di un wedge astenosferico migrante verso est presso la cerniera di subduzione della placca Apulo-Adriatica che arretra (Doglioni, 1991; Gueguen et al., 1997; Brandmayr et al., 2010).

La geometria dello slab subducente, composto in parte da litosfera continentale, in parte da litosfera oceanica, è ancora materia di dibattito: alcuni autori immaginano un unico slab in arretramento, immergente verso sud-ovest con una forte inclinazione verticale, che avrebbe subito processi di tear-off a causa dei diversi gradi di arretramento dovuti alla variazione laterale della litosfera in subduzione. L'assenza di anomalie ad alta velocità (che vengono riscontrate al di sotto dell'Appennino settentrionale e dell'Arco Calabro) ovvero la presenza di deboli anomalie ad alta velocità, non associate a sismicità subcrostale, ha portato alcuni autori tra cui Amato et al. (1993), Lucente et al. (1999), Rosenbaum et al. (2008) ad ipotizzare l'esistenza di una "finestra priva di slab" al di sotto dell'Appennino meridionale. La tomografia delle onde P effettuata da De Gori et al. (2001) invece individua uno slab continuo anche al di sotto dell'Appennino meridionale il cui top varia da 65 a 285 km. La presenza di uno slab al di sotto di tale area è stata confermata anche dalla tomografia a scala nazionale delle onde superficiali (Brandmayr et al., 2010 e referenze citate), lungo una sezione che va da Termoli ad Ischia (Fig. 1.2) dove si approfondisce da 40 a 140 km. Inoltre tale tomografia ha messo in evidenza uno strato a bassa velocità a 60-130 km al di sotto del Mediterraneo occidentale. Tale Low Velocity Zone (LVZ) risale a circa 20 km nella zona

compresa tra Ischia ed il Golfo di Salerno (Fig. 1.3). In Frezzotti et al. (2009) tale strato viene interpretato come un cuneo a bassa viscosità indotto dalla presenza di fusi ricchi in carbonati, della litosfera Apulo-Adriatica in subduzione a temperature superiori ai 1100 °C e pressioni maggiori di 4 Gpa (130 Km) (wedge mantellico). Alternativamente viene interpretato come un mantello soffice (soft mantle) laddove non vengono riscontrate evidenze di subduzione.

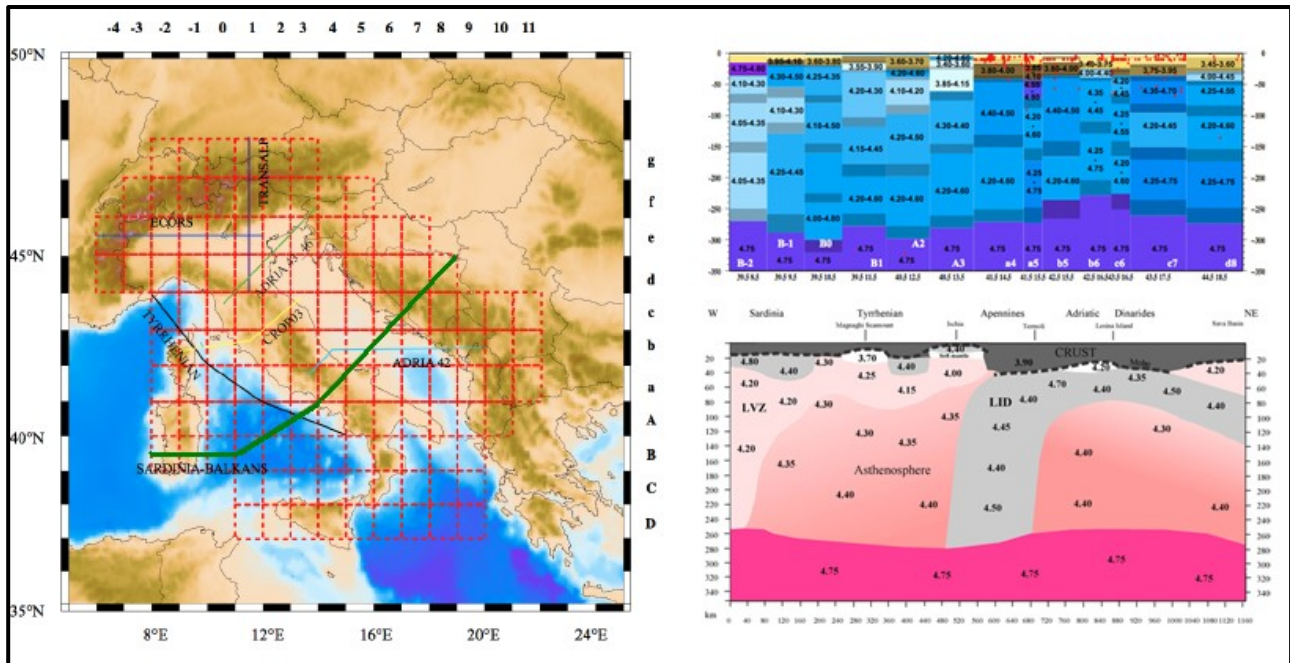


Fig. 1.2 Sezione interpretativa dalla Sardegna ai Balcani (a destra) ubicata a sinistra (linea spessa verde) (modificata da Brandmayr et al., 2010).

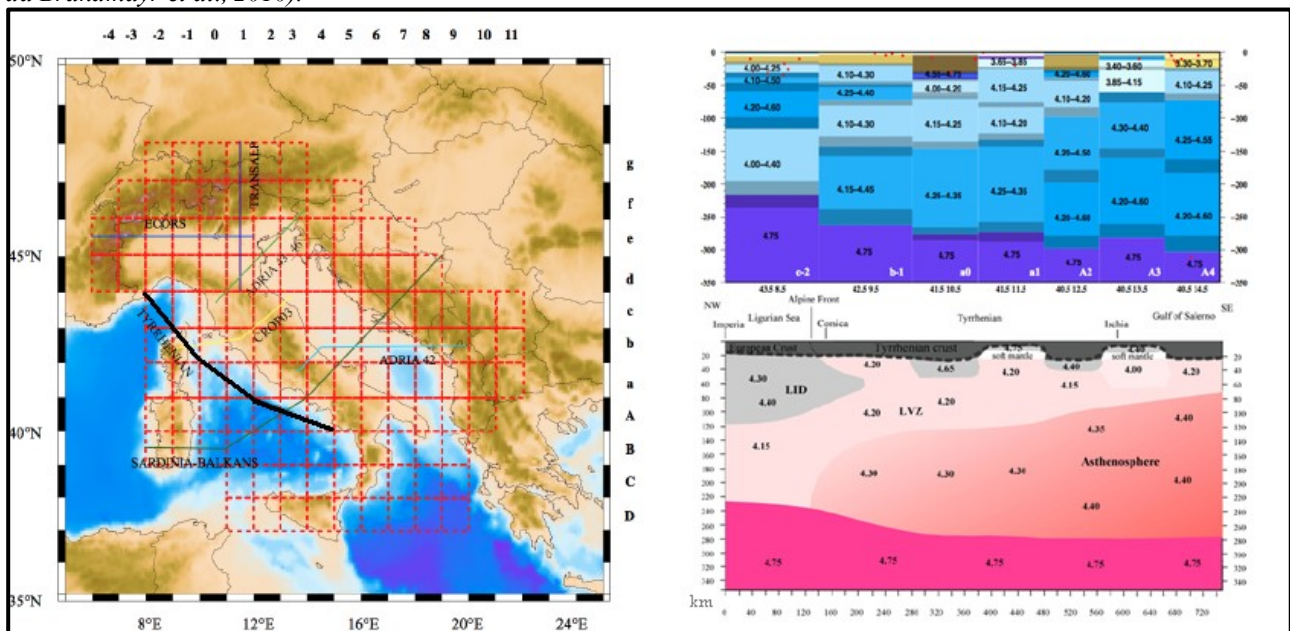


Fig. 1.3 Sezione interpretativa da Imperia al Golfo di Salerno (a destra) ubicata a sinistra (linea spessa nera) (modificata da Brandmayr et al., 2010).

1.2 Appennino meridionale

L'Appennino meridionale è un segmento della catena appenninica orientato in direzione NW-SE. Gli Appennini, con la loro vergenza totale verso NE, sono caratterizzati da una bassa elevazione topografica. Il prisma accrezionale migrò da ovest verso est dal Miocene inferiore con la coeva tettonica estensionale, che progressivamente ha segmentato i "thrustsheet". L'Appennino meridionale è bordato a est dall'avanfossa, riempita da depositi Plio-Pleistocenici e ad ovest dal bacino di retroarco del Tirreno. Nell'Appennino meridionale la propagazione della deformazione per compressione verso l'avampaese è chiaramente testimoniata dallo sviluppo ed evoluzione di una serie di bacini d'avanfossa più giovani e dall'occorrenza di diversi bacini piggyback, che si sono sviluppati al top delle unità alloctone in avanzamento (Fig. 1.4).

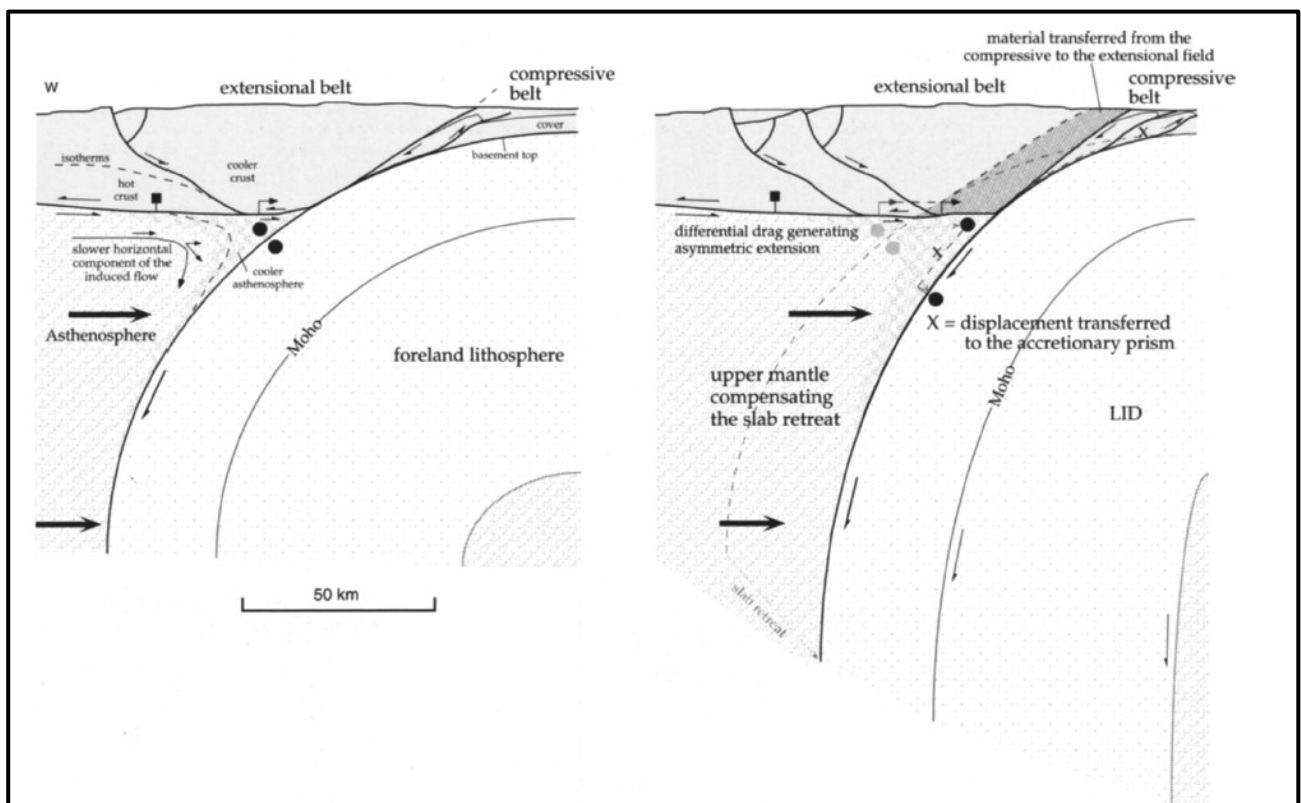
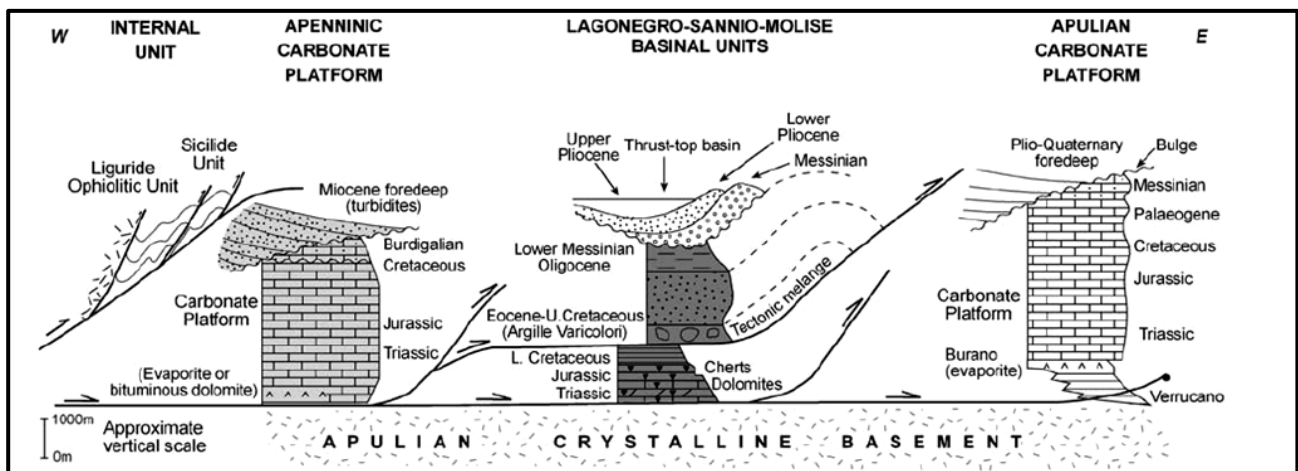


Fig. 1.4 Modello cinematico per l'associazione compressione-estensione delle subduzioni dirette verso Ovest come quella appenninica. L'estensione nell'hanging wall della subduzione diretta verso Ovest può essere attribuita alla spinta differenziale tra l'astenosfera che si intrude verso est e la crosta relitta sovrastante. La spinta differenziale può essere controllata dalla componente orizzontale più lenta del flusso mantellico indotto dalla subduzione vicino al wedge mantellico e da vincoli termici. L'accorciamento nel cuneo accrezionale può essere spiegato come relazionato allo stress di taglio tra la litosfera che va giù ed arretra e il mantello superiore che si sposta verso est per compensazione. Lo spostamento è trasferito verso l'alto e rastrella la copertura dalla litosfera dell'avampaese. Da notare la differente traiettoria dei pallini neri nell'astenosfera e al top dello slab (Doglioni et al., 1999).

La progressiva migrazione verso est dei processi estensionali lungo il margine tirrenico, dei fronti di sovrascorrimento e della flessura dell'avampaese (ed i bacini di avanfossa ad essa associati) sono relazionati all'arretramento della litosfera Apulo-Adriatica (p.e. Doglioni et al., 1999). Questo arretramento avviene con una velocità differenziale nei vari settori della catena.

Secondo Scrocca et al. (2005), procedendo da ovest verso est, i principali domini mesozoici sarebbero (Fig. 1.5): (1) i domini bacinali interni da quello oceanico a quello Liguride-Sicilide (falde di ricoprimento interne); (2) La Piattaforma carbonatica Appenninica, (3) il bacino Lagonegro-molisano e (4) la Piattaforma carbonatica Apula. In questo modello le falde di ricoprimento Liguride-Sicilide rappresentano i resti del dominio oceanico della Neotetide. Le piattaforme Appenninica ed Apula ed il bacino intermedio Lagonegro-Molisano si svilupparono durante il rifting mesozoico e la conseguente evoluzione del margine passivo continentale della placca Apulo-Adriatica. La propagazione in avanti dei thrust al top verso est, ha “accatastato” questi domini paleogeografici durante l’arretramento della cerniera di subduzione verso est.



1.5 Principali domini paleogeografici riconosciuti nell’ Appennino meridionale sviluppatasi durante il rifting mesozoico e l’evoluzione successiva del margine passivo della placca Apulo-Adriatica (modificata da Casero et al., 1988).

Dopo il sovrascorrimento delle unità Liguride-Sicilide sul margine passivo della placca Apulo-Adriatica mesozoica, il prisma accrezionale dell’Appennino meridionale è stato incorporato nella copertura del margine passivo stesso attraverso eventi di sovrascorrimento. Cominciando nel Miocene medio, la tettonica accrezionale all’interno della catena è stata contemporanea a quella distensiva lungo il margine tirrenico producendo assottigliamento nei settori interni della catena. Le falde comprendenti i sedimenti derivanti dai domini interni, depositati su crosta da oceanica a transizionale sono state suddivise nelle seguenti unità (Scrocca et al., 2005 e referenze citate):

Piattaforma carbonatica Appenninica

L’unità di thrust appartenente a questo dominio, conosciuto anche come Piattaforma Occidentale o Piattaforma Campano Lucana, costituisce la “spina dorsale” della catena appenninica meridionale. Questo dominio consiste di uno spesso ammasso (superiore a 5 km) di carbonati d’acqua superficiale sedimentatisi dal tardo Triassico al Miocene inferiore coperti da depositi emipelagici condensati e depositi silicoclastici correlati, rispettivamente, al piegamento flessurale di quest’unità e l’inizio di condizioni d’avanfossa. Tutti i piani di sovrascorrimento che derivano da questo

dominio sono generalmente separati lungo un piano di distacco intra-triassico, dal loro substrato paleozoico, che non è mai stato perforato da pozzi esplorativi.

Unità bacinali Lagonegro-Sannio e Molise

Queste unità derivano dalle successioni sedimentarie depositatesi in un dominio bacinale relativamente profondo. La tipica successione stratigrafica lagonegrese comprende 4 formazioni che si evolvono da conglomerati fluviali e carbonati di acqua superficiale del monte Facito (Triassico medio) alle facies di mare profondo come i “Calcarei con Selce” (tardo Triassico), gli “Scisti Silicei” (Giurassico), ed i “Galestri” (Cretaceo inferiore).

Circa la ricostruzione palinspastica dei domini lagonegresi nell’Appennino meridionale, c’è un significativo accordo circa la posizione originale del bacino Lagonegro tra le Piattaforme Apula ed Appenninica (Mostardini e Merlini, 1986)

I depositi pelagici del tardo Cretaceo - Miocene inferiore sono riferiti come Unità del Sannio e rappresentano probabilmente la porzione superiore delle unità lagonegresi separate dalla parte Triassico - Cretaceo inferiore e trasportate più lontano verso est.

Piattaforma carbonatica Apula

Questa piattaforma carbonatica è costituita per uno spessore di 5-7 km da carbonati d’acqua superficiale mesozoico-miocenici, stratigraficamente ricoperti da depositi terrigeni del Messiniano superiore e del Pliocene. I carbonati apuli giacciono al top dei depositi vulcanoclastici permiani.

Questi carbonati affiorano in Puglia (regioni del Salento, Murge e del Gargano) e rappresentano la copertura pre-orogenica dell’area d’avampaese. La piattaforma Apula può essere seguita verso ovest, sotto i depositi d’avanfossa plio-pleistocenici e anche sotto la zona assiale del thrust belt dell’Appennino meridionale, dove essi rappresentano le unità tettoniche più profonde.

1.2.1 Basamento cristallino e/o magnetico

Le piattaforme carbonatiche e i domini pelagici precedentemente descritti erano sovrapposti allo stesso basamento cristallino apulo che, secondo alcuni autori, è stato coinvolto nella deformazione (modello thick-skinned) mentre secondo altri no (modello thin-skinned). Nella teoria thin-skinned i piani di sovrascorrimento sono carbonati meso-cenozoici distaccati da un basamento magnetico indisturbato lungo gli orizzonti evaporitici triassici. Secondo alcuni autori, tra i quali Mostardini e Merlini (1986), il basamento magnetico può essere considerato come una monoclinale regionale, che gradualmente si immerge sotto la catena. Nell’Appennino meridionale il basamento magnetico

mostra generalmente un trend decrescente dalla costa adriatica (9 km) verso la costa tirrenica (13 km), con una piccola risalita nelle aree vulcaniche tirreniche (12 km).

La natura del basamento magnetico al di sotto degli Appennini e dell'avampaese Apulo-Adriatico è ancora oggetto di dibattito, essendo in quest'area normalmente esposta la sola copertura sedimentaria che mostra una "segnatura" magnetica molto debole.

Affioramenti isolati di sequenze triassiche e più antiche sequenze metamorfiche ricoprono depositi clastici continentali debolmente metamorfosati (Verrucano) passando in profondità a micascisti e gneiss come riscontrato dai pozzi profondi effettuati per la ricerca geotermica (Bertini et al., 1991).

Più ad est le rocce equivalenti al Verrucano sono state rinvenute da pochi pozzi lungo la catena appenninica e nelle aree adiacenti di avampaese.

Arisi Rota and Fichera (1987) proposero invece che il basamento magnetico al di sotto dell'Italia consistesse di granuliti della crosta inferiore, simili a quelle esposte nell'area di Ivrea Verbano (Alpi Occidentali) dove una porzione di crosta inferiore adriatica (con suscettibilità molto elevata $100.000 \mu\text{SI}$) è stata estrusa come risultato della collisione alpina. Tuttavia, le rocce di crosta inferiore come quelle esposte ad Ivrea Verbano possono essere molto profonde ($> 20 \text{ km}$) lungo la penisola italiana e sotto il mare Adriatico e non produrre anomalie magnetiche perché la loro temperatura supera i 600°C .

In Speranza and Chiappini (2002) il basamento magnetico (o basamento) è generalmente riferito all'intera porzione di crosta superiore compresa tra le argilliti del Verrucano (incluse) e la profondità dell'isoterma di 600°C .

Improta and Corciulo (2006) attraverso una tecnica d'inversione non lineare di dati di rifrazione e riflessione ad alto angolo ottengono un modello relativo all'area Sannio-Irpinia, adiacente alla Piana Campana, caratterizzato da valori crescenti delle V_P da 1.5 km/s a 7.2 km/s : il riflettore che marca il brusco aumento di velocità da 6.2 km/s (valore attribuibile alla Piattaforma Apula) a V_P maggiori di 7 km/s , è individuato a circa $8\text{-}9 \text{ km}$ e viene interpretato come il top del basamento cristallino. Tale interpretazione contraddice studi effettuati precedentemente dagli stessi autori dove il medesimo riflettore veniva interpretato come una diminuzione di velocità attribuibile ai depositi permotriassici rinvenuti nei pozzi perforati lungo l'avampaese Apulo (Improta et al., 2000). Il modello con l'inversione di velocità è in ottimo accordo con il modello di V_S trovato da Nunziata and Gericitano (2011), sotto le propaggini appenniniche nella zona orientale del Roccamonfina, che mostra intorno ai 9 km un passaggio di V_S da 3.4 km/s a 2.5 km/s interpretato con la presenza di materiale parzialmente fuso.

1.3 Stratigrafia ed assetto morfo-strutturale della Piana Campana

La Piana Campana si presenta come un graben riempito da materiale alluvionale e piroclastico che si è sviluppato in seguito alla tettonica distensiva che ha interessato il margine tirrenico a partire dal Pio-Pleistocene, esplicitasi attraverso lineamenti di faglie in direzione NW-SE, NE-SW e E-W, che hanno ribassato le unità sedimentarie meso-cenozoiche affioranti ai bordi della Piana (Fig. 1.6).

Le faglie con andamento NW-SE rappresentano strutture multifase e vari autori suggeriscono che siano caratterizzate da una più antica cinematica normale seguita da una di tipo strike-slip (principalmente laterale sinistra). Queste faglie formatesi nel Pleistocene inferiore diedero origine alle strutture ad horst e graben. Le faglie normali con andamento NE-SW ed immergenti a SE, danno origine a semigraben riempiti da materiale quaternario e a blocchi piegati immergenti verso NW. Le faglie E-W sono caratterizzate da cinematica laterale sinistra (Torrente et al., 2010 e referenze citate) e sono più antiche delle precedenti (Miocene medio-superiore).

I vincoli principali per la ricostruzione stratigrafica dell'area sono rappresentati dai pozzi profondi perforati dall'AGIP tra gli anni '60 ed '80, per la ricerca degli idrocarburi e a scopo geotermico (Fig. 1.6).

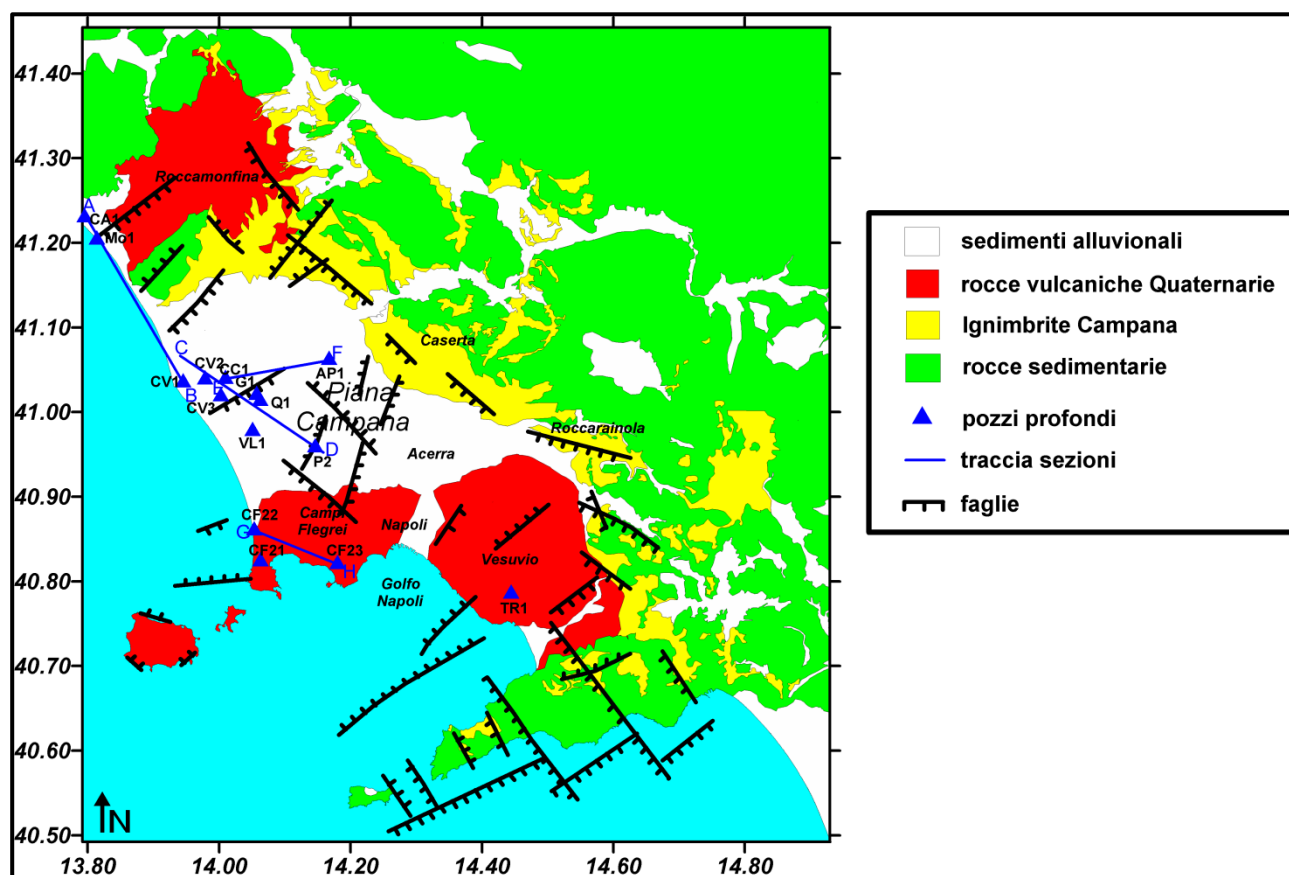


Fig. 1.6 Ubicazione dei pozzi profondi su carta geologica semplificata (modificata da Orsi et al., 1996) con le tracce delle sezioni per i profili stratigrafici. Legenda Pozzi: Mo1=Mondragone 1; CA1= Cellole Aurunci 1; CV1-CV2-CV3 = Castel Volturno 1-2-3; CC1 = Cancellò 1; AP1 =Apramo 1; G1=Grazzanise 1 ; Q1=Qualiano 1; P2=Parete 2; VL1= Villa Literno 1; CF 21-22-23 = Campi Flegrei 21-22-23; TR1=Trecase 1.

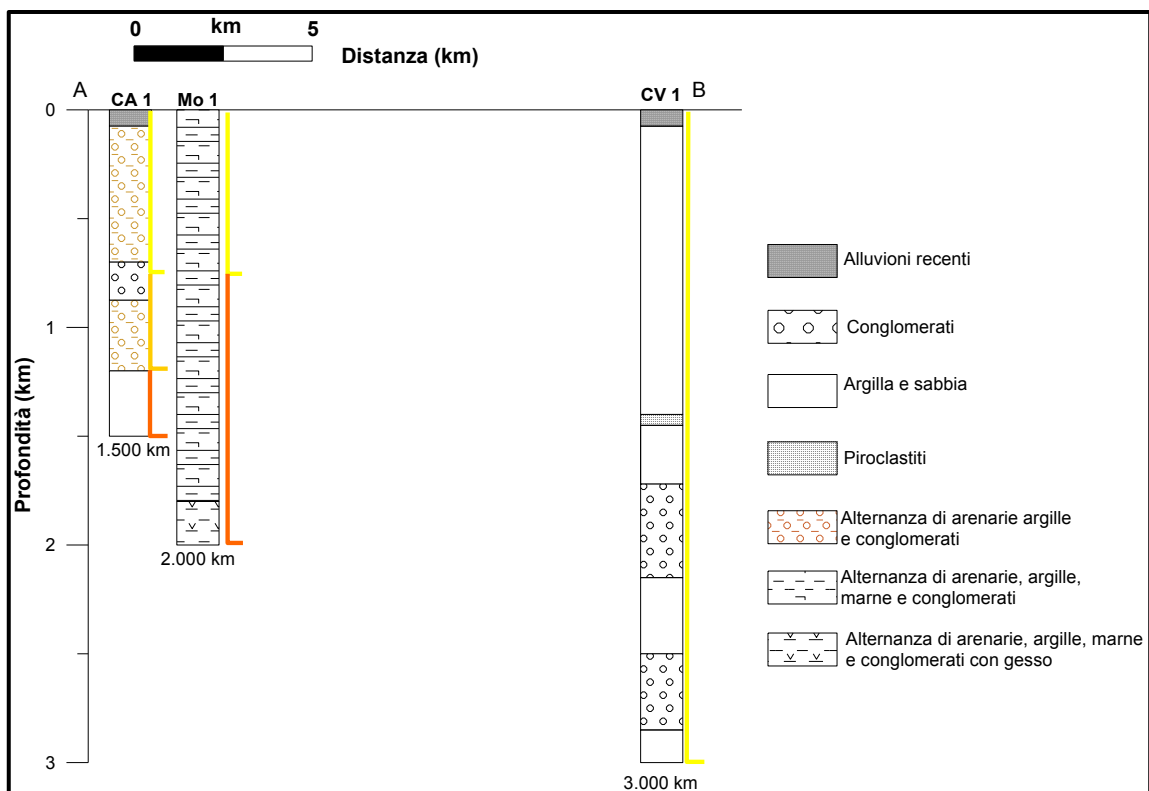


Fig. 1.7 Profili stratigrafici dei pozzi profondi lungo l'allineamento AB (ubicato in Fig. 1.6). Le linee verticali indicano le età: linea gialla=Quaternario; linea ocra=Pliocene; linea arancio=Miocene.

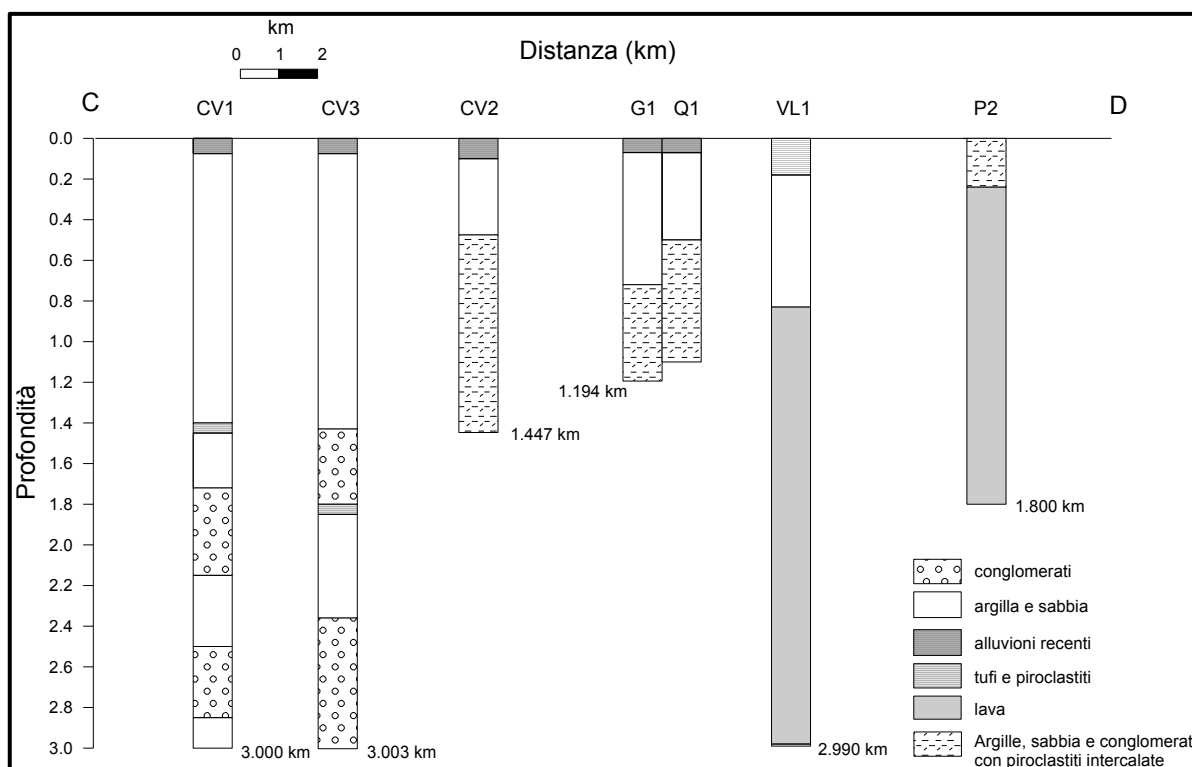


Fig. 1.8 Profili stratigrafici dei pozzi profondi lungo l'allineamento CD (ubicato in Fig. 1.6). Tutti i pozzi attraversano per l'intera lunghezza depositi quaternari.

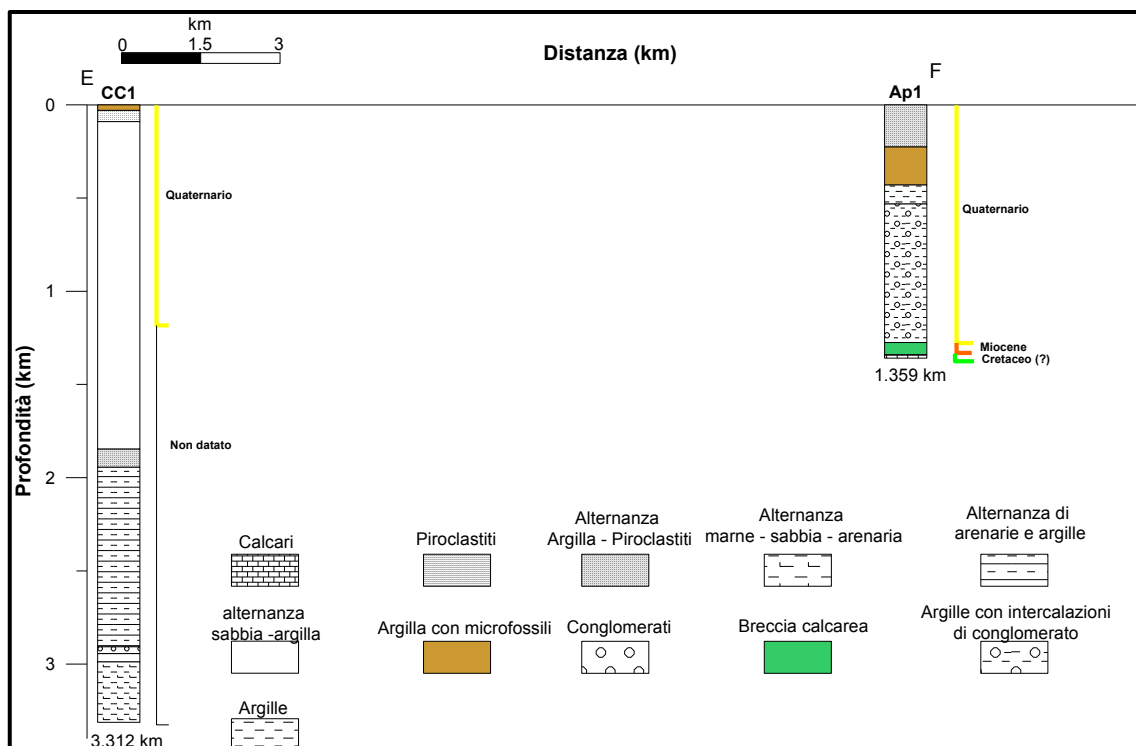


Fig. 1.9 Profili stratigrafici dei pozzi profondi lungo l'allineamento EF (ubicato in Fig. 1.6).

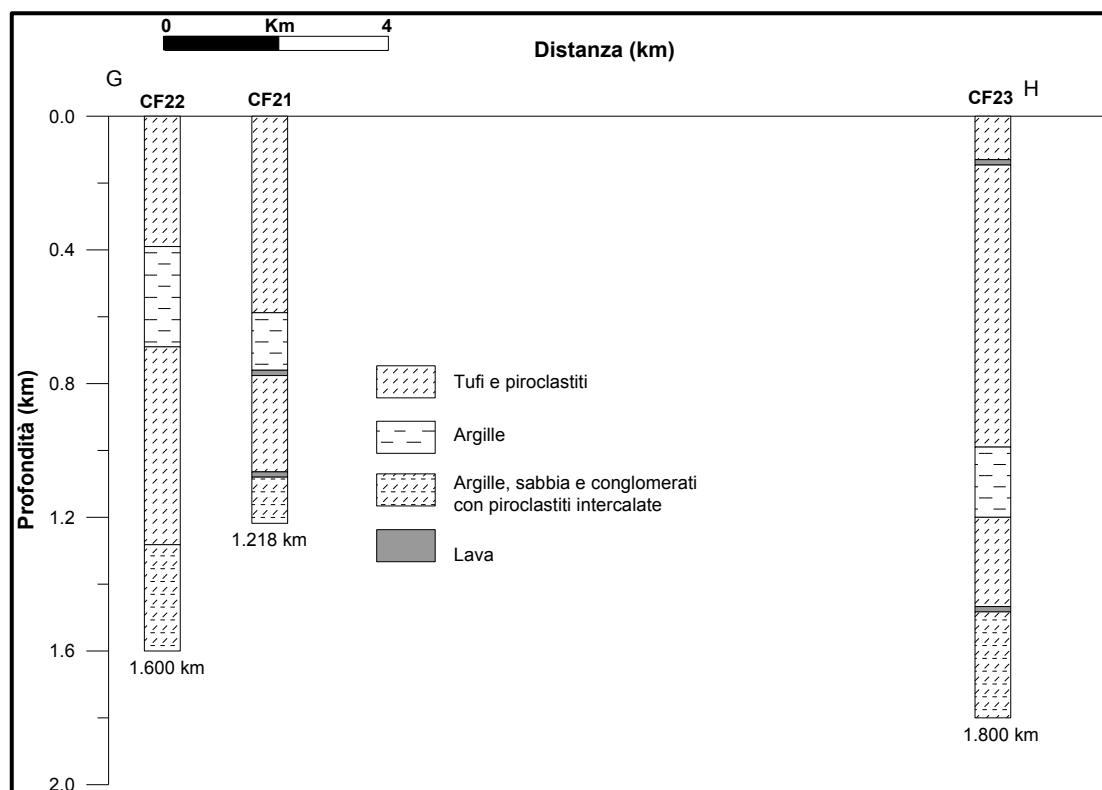


Fig. 1.10 Profili stratigrafici dei pozzi profondi lungo l'allineamento GH (ubicato in Fig. 1.6). Tutti i pozzi attraversano per l'intera lunghezza depositi quaternari.

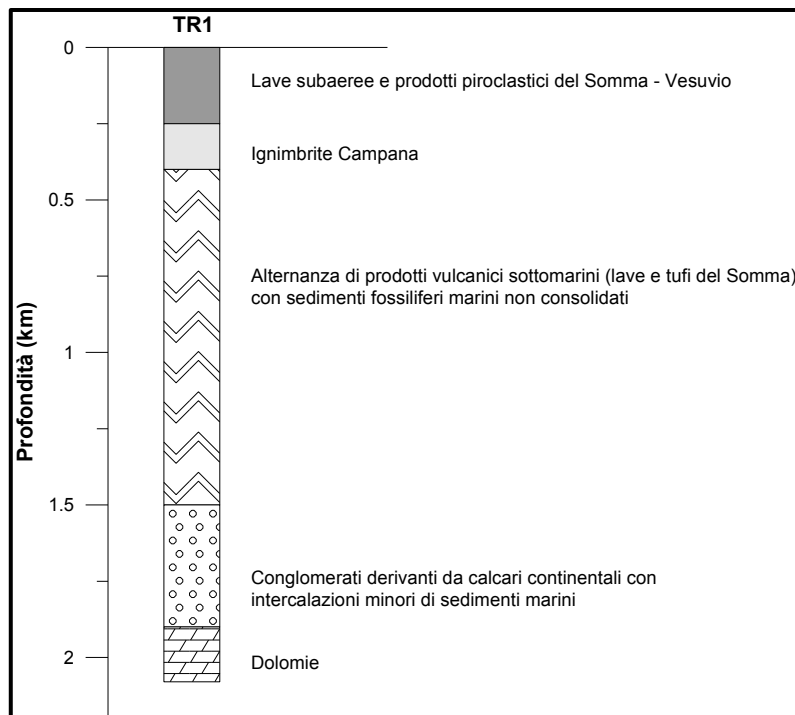


Fig. 1.11 Stratigrafia semplificata del pozzo Trecase (TR1) ubicato in Fig. 1.6 (modificata da Principe et al., 1987); le dolomie rinvenute alla base, sono di età mesozoica.

Il confronto tra le colonnine stratigrafiche dei sondaggi mostra una grande variabilità laterale dei litotipi. Procedendo da nord verso sud, lungo la linea AB (Fig. 1.7), vengono mostrate le stratigrafie dei sondaggi CA1, Mo1 e CV1. Il Pozzo CA1 mostra, al di sotto di uno strato di 75 m di alluvioni recenti, alternanze di argille, arenarie e conglomerati, di età variabile dal Quaternario, Pliocene e Miocene. Il Pozzo Mo1 fino a circa 675 m ha attraversato terreni appartenenti al Quaternario, costituiti principalmente da sabbia con elementi vulcanici e da conglomerati con intercalazioni di marne. Da 675 m fino a fondo pozzo vengono rinvenuti depositi miocenici caratterizzati da alternanza di conglomerati, sabbie, arenarie e arenarie marnose. In particolare da 1800 a 2000 m le arenarie presentano fratture cementate da gesso.

Lungo l'allineamento CD (Fig. 1.8), i pozzi CV1 e CV3 presentano depositi clastici di ambiente variabile da marino a continentale fino a 3000 m di profondità, all'interno dei quali sono state rinvenute due intercalazioni di piroclastiti tra 1430 e 1450 m (CV1) e tra 1800 e 1830 m (CV3). Nei pozzi CV2, G1, Q1, gli spessori delle piroclastiti intercalate a livelli di sabbia e argilla aumentano ed è possibile ritrovarle a profondità minori, rispettivamente di 475, 720 e 500 m.

Nel pozzo VL1, al disotto dei prodotti piroclastici recenti sono stati ritrovati circa 150 m di tufi andesitici, circa 650 m di depositi clastici di ambiente marino e di transizione e infine, da 830 m fino a 2980 m, alternanze di rocce effusive di tipo basaltico ed andesitico e tufi. Negli ultimi 10 m è stata rinvenuta un'alternanza di sabbie e argille di età terziaria. Nel pozzo P2 al di sotto dei prodotti

piroclastici recenti alternati a depositi clastici (primi 300 m), sono state rinvenute alternanze di lave basaltiche e andesitiche fino a fondo pozzo (1800 m).

Lungo l'allineamento EF (Fig. 1.9), il pozzo CC1 attraversa argille con intercalazioni di piroclastiti fino a circa 2 km (depositatisi in ambiente marino) per poi evolversi in alternanze di arenarie ed argille fino a circa 3 km. Da 3 km fino a fondo pozzo vengono rinvenute alternanze di marne, sabbia ed arenaria il cui ambiente sedimentario varia da lagunare a infralitorale. Il pozzo Ap1, dopo circa 230 m di piroclastiti alternate ad argille, presenta argille e argille con intercalazioni di conglomerati fino a circa 1280 m, depositatisi in ambiente litorale durante il Quaternario, seguiti da circa 60 m di breccia calcarea e 10 m di calcari micritici sedimentatisi in ambiente di mare aperto rispettivamente durante il Miocene (Serravalliano inferiore) ed il Cretaceo.

I pozzi CF21, CF22, CF23 (Fig. 1.10) sono caratterizzati per tutta loro lunghezza, rispettivamente di 1218 m, 1600 m, 1480 m, dalla presenza di piroclastiti con intercalazioni di lave ed argilla.

Per il Pozzo TR1 (Fig. 1.11) la successione stratigrafica è costituita essenzialmente da un'alternanza di lave e depositi piroclastici, spesso 250 m, appartenenti all'attività del Somma-Vesuvio, poggiante direttamente su circa 150 m di tufi e tufiti, ascrivibili in parte all'Ignimbrite Campana. Seguono circa 1100 m di alternanze di lave e sedimenti marini di età pleistocenica e 400 m di conglomerati calcarei continentali di età terziaria. Un basamento dolomitico mesozoico è stato rinvenuto ad una profondità di circa 1900 m dal piano campagna fino a fondo pozzo (Principe et al., 1987).

Appare evidente dalle stratigrafie dei pozzi che il basamento carbonatico si approfondisca nel lato occidentale della Piana a profondità maggiori di 3 km (Fig. 1.7). L'età dei depositi varia dal Quaternario al Miocene (CA1 e Mo1) mentre nel pozzo di Castel Volturno (CV1), fino a fondo pozzo di 3 km, vengono individuati solo depositi di età quaternaria. E' perciò ragionevole ipotizzare che la sequenza miocenica rinvenuta nei pozzi di Cellole Aurunci (CA1) e Mondragone (Mo1) sia presente anche sotto il Pozzo di Castel Volturno (Ippolito et al., 1973; Billi et al., 1997).

Nell'area compresa tra il basso corso del fiume Volturno ed i Campi Flegrei i pozzi non rinvencono il basamento carbonatico, che invece viene ritrovato nel Pozzo AP1 (Fig. 1.9), alla profondità di 1350 m (calcari micritici probabilmente risalenti al Cretaceo) e nel Pozzo TR1 (Fig. 1.11), localizzato sulle Pendici del Vesuvio, a circa 1.9 km di profondità (dolomie di età mesozoica).

A scala regionale, Mostardini e Merlini (1986), interpretando i dati aeromagnetici, integrati con i dati di pozzo, hanno stimato lo spessore della sequenza sedimentaria di 11-12 km, al di sopra del basamento magnetico. Vengono di seguito proposte le sezioni che passano attraverso la Piana Campana e le anomalie gravimetriche associate (Figg. 1.12, 1.13, 1.14).

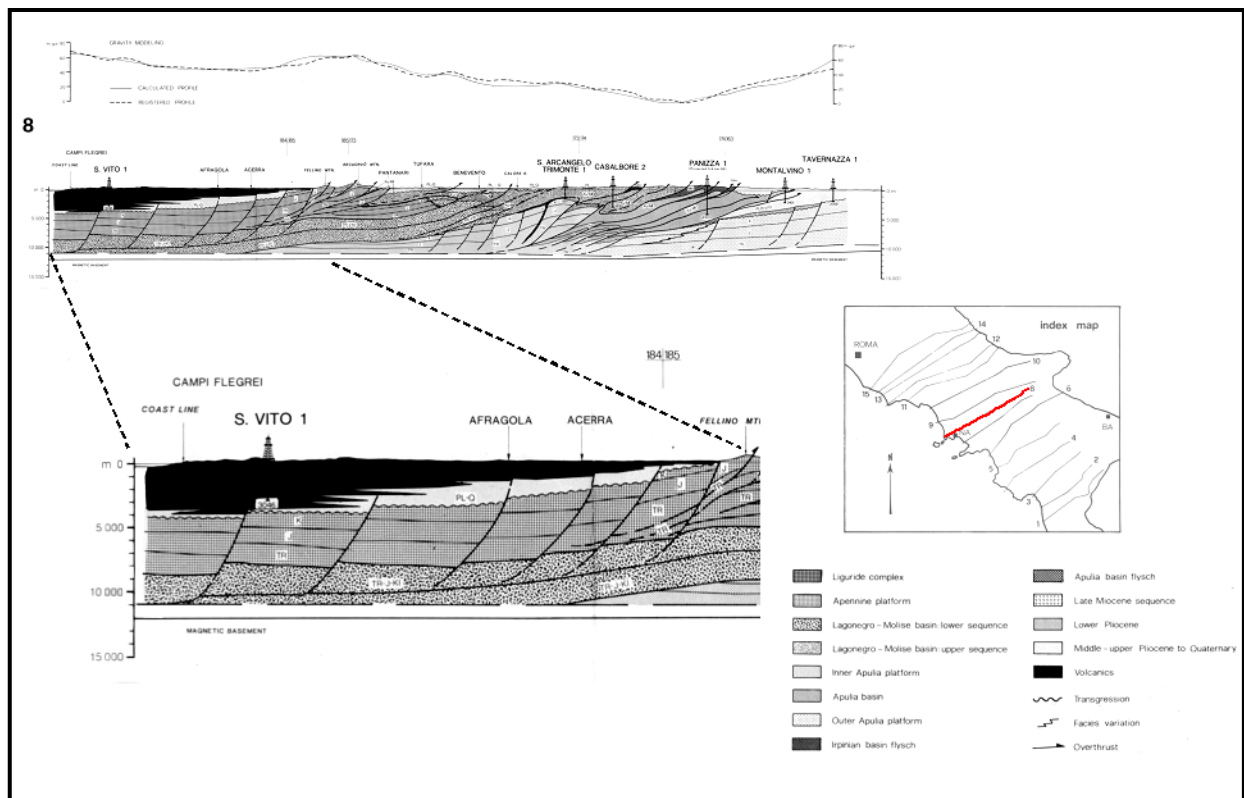


Fig. 1.12 Sezione interpretativa lungo il profilo 8 (Mostardini e Merlini, 1986) attraverso i Campi Flegrei. Viene proposto uno zoom per l'area d'interesse.

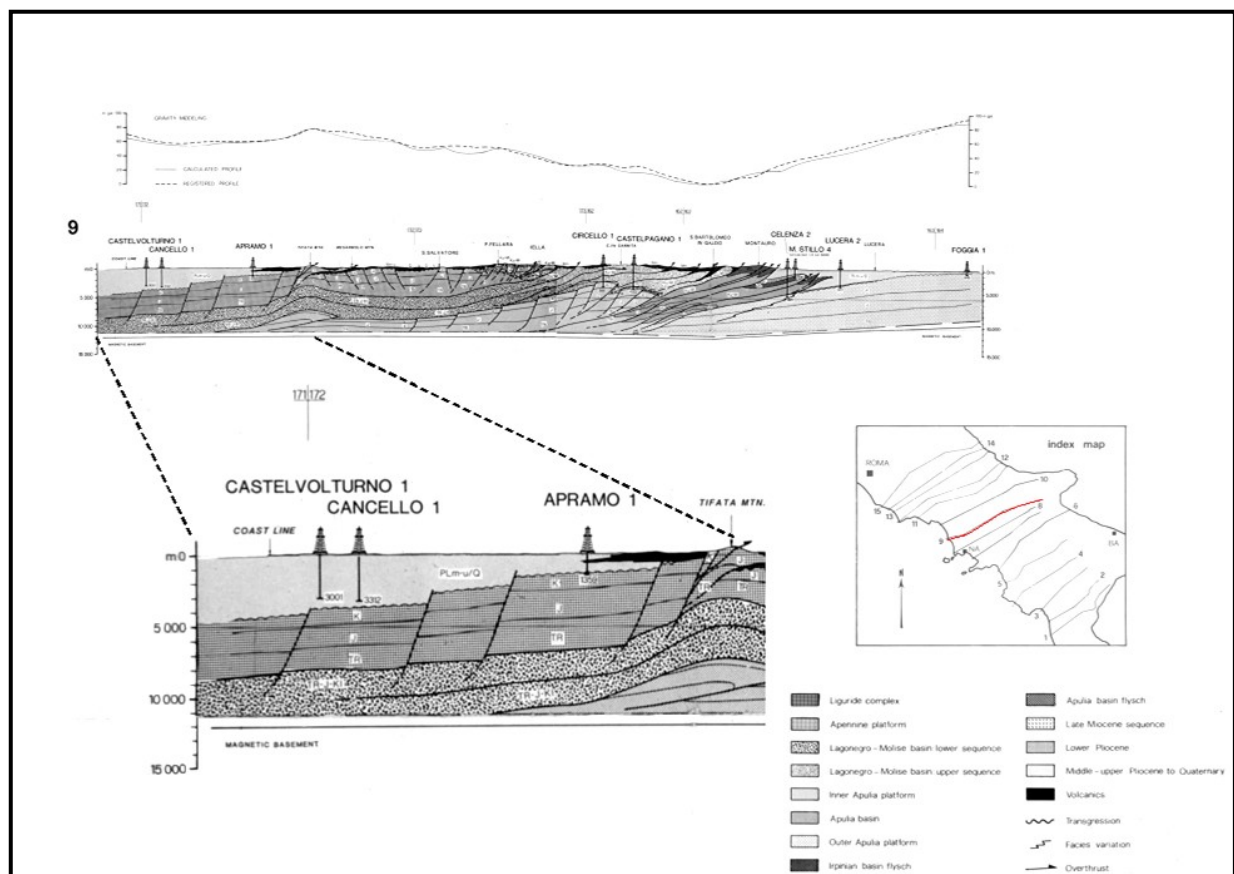


Fig. 1.13 Sezione interpretativa lungo il profilo 9 (Mostardini e Merlini, 1986) attraverso la Piana Campana. Viene proposto uno zoom per l'area d'interesse.

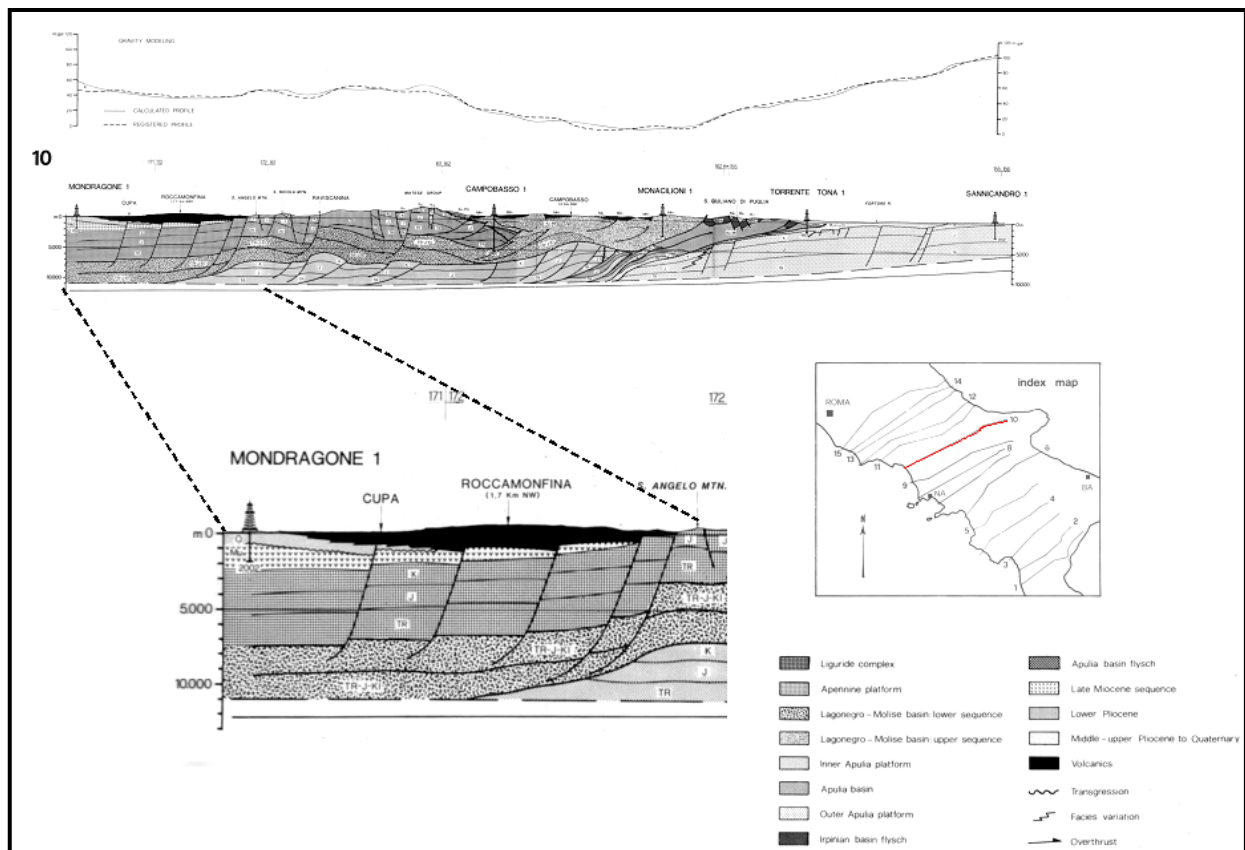


Fig. 1.14 Sezione interpretativa lungo il profilo 10 (Mostardini e Merlini, 1986) attraverso il vulcano Roccamonfina. Viene proposto uno zoom per l'area d'interesse.

I lineamenti strutturali, ipotizzati sulla base di evidenze geologiche di superficie, sono stati individuati anche da indagini geofisiche, in particolare: l'indagine gravimetrica (Cassano and La Torre, 1987; Carrara et al., 1973); indagini sismiche delle onde superficiali (Nunziata and Costanzo, 2010).

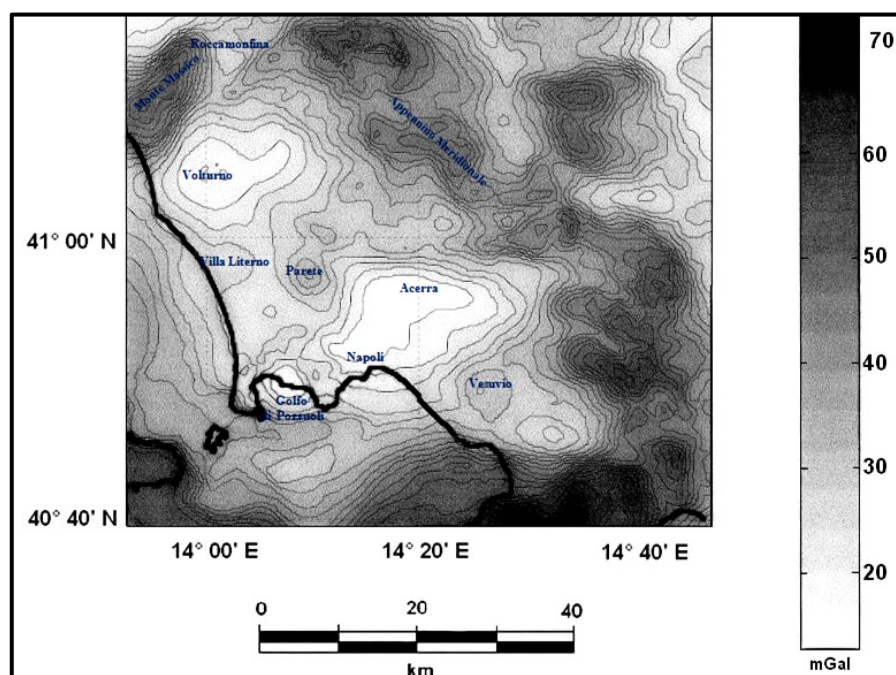


Fig. 1.15 Mappa gravimetrica della Campania (modificata da Florio et al., 1999)

La mappa regionale delle anomalie di Bouguer (Fig. 1.15) è caratterizzata da tre massimi in direzione NE-SW: due più rilevanti bordano la Piana Campana (Penisola Sorrentina e Monte Massico) e il terzo è localizzato tra i monti di Caserta e Parete. Sono visibili inoltre due minimi all'interno della Piana Campana, corrispondenti alla Piana del Volturno occidentale ed alla depressione di Acerra-Napoli (la seconda essenzialmente con un trend NE-SW ed E-W che continua verso sud con un minimo più piccolo di forma circolare centrato a Pozzuoli (Nunziata and Rapolla, 1981; Capuano and Achauer, 2003). L'interpretazione delle anomalie gravimetriche ha consentito di stimare per il basamento carbonatico una profondità media di circa 2 km, che aumenta a circa 3 km nelle aree dei graben del Volturno e di Acerra (Carrara et al., 1973; Cassano and La Torre, 1987; Capuano and Achauer 2003; Berrino et al., 1998; Cubellis et al., 2001). In particolare, la sezione interpretativa proposta da Cassano and La Torre (1987) dal Monte Massico allo scoglio di Rovigliano, dove il calcare affiora, mette in evidenza la subsidenza del substrato carbonatico del graben di Volturno, riempito di sedimenti medio soffici per uno spessore fino ad almeno una profondità di 4000 m (Fig. 1.16).

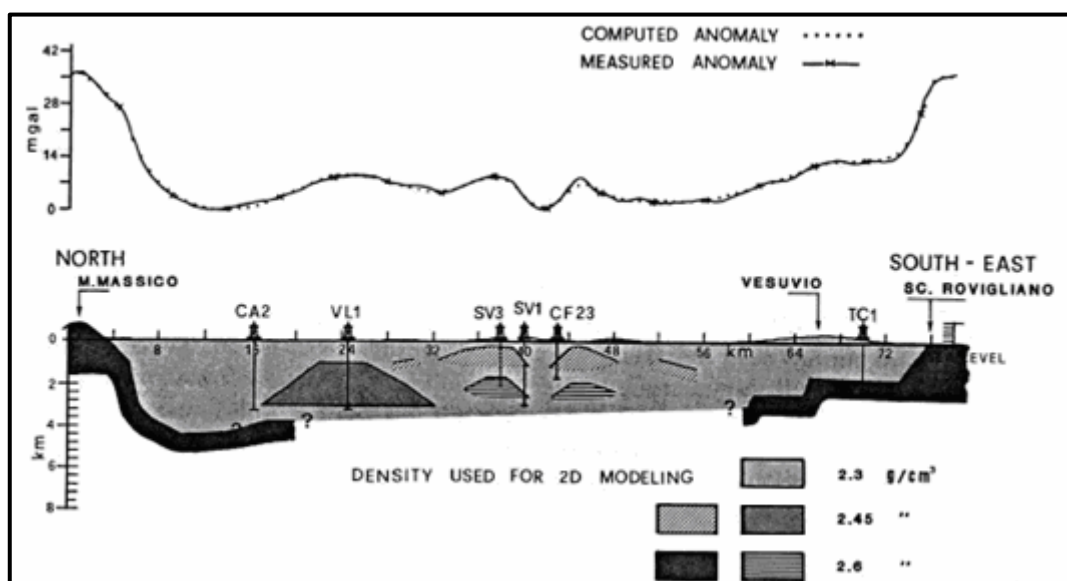


Fig.1.16 Interpretazione lungo il profilo gravimetrico dal M. Massico alla penisola Sorrentina (Cassano and La Torre, 1987).

Profili di V_s con la profondità sono stati ottenuti nella Piana dall'inversione non lineare di dati di dispersione locali, estratti da terremoti ubicati ai bordi della Piana e registrati a Napoli, e di dati regionali (Nunziata and Costanzo, 2010). Le caratteristiche più importanti dei modelli sono (Fig. 1.17): 1) valori di V_s attribuibili a calcari compatti ad una profondità di circa 5 km nel settore centrale della Piana e a circa 3 km nel settore sud-orientale; 2) un'inversione di velocità (riduzione 5%) a circa 15 km di profondità, al di sopra del mantello superiore che giace a 27-29 km di

profondità con una V_S di 4.2-4.3 km/s. La riduzione di velocità è stata interpretata come presenza di materiale parzialmente fuso.

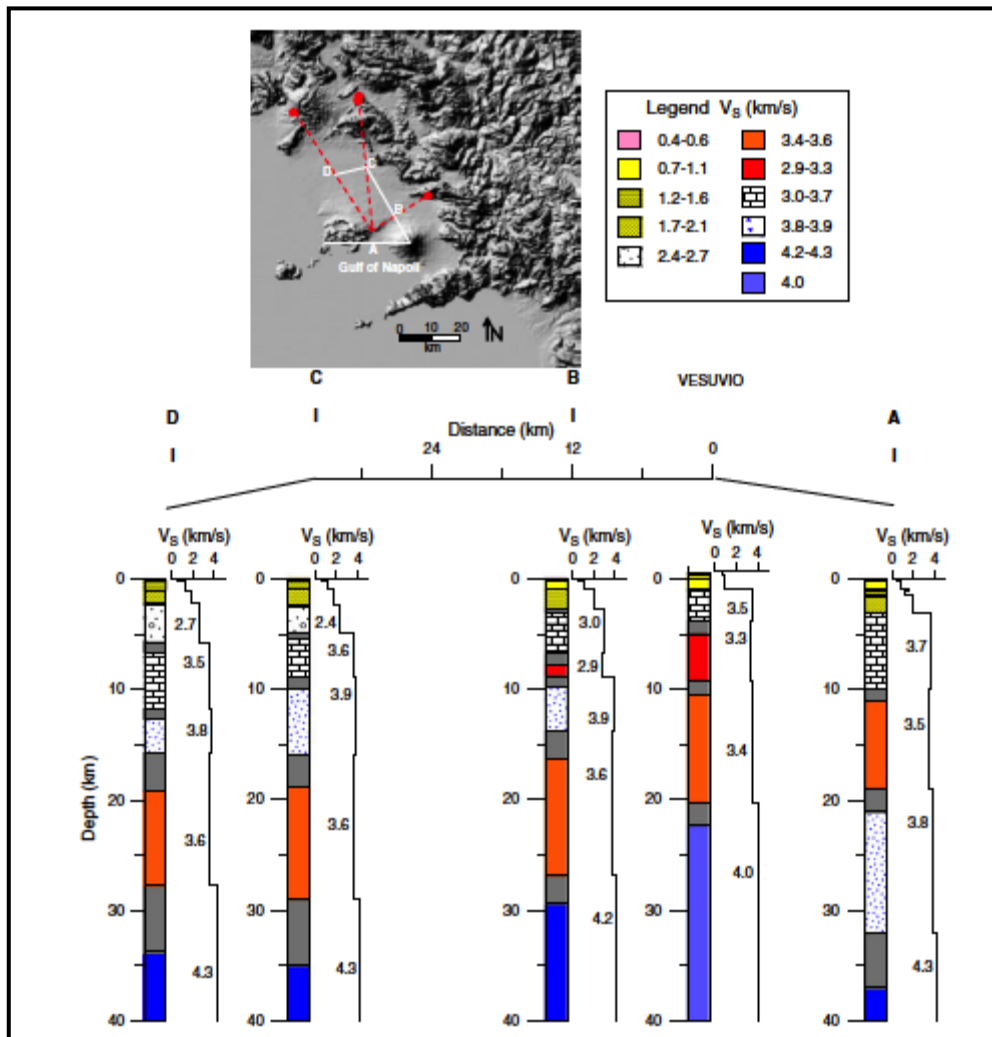


Fig.1.17 Modelli di V_S della crosta e del mantello superiore nella Piana Campana (Nunziata and Costanzo, 2010). I poligoni grigi indicano l'errore dello spessore invertito.

1.4 Modelli strutturali dei vulcani campani

La Piana Campana è circondata da vulcani attivi (Vesuvio e Campi Flegrei), a sud, e dal vulcano spento di Roccamonfina, a nord. I prodotti vulcanici dei Campi Flegrei e Vesuvio appartengono alla serie potassica (KS) della Provincia Magmatica Campana mentre i prodotti del Roccamonfina appartengono alla serie potassica (KS) e ultrapotassica (HKS) della provincia magmatica Roccamonfina-Ernici (Peccerillo, 2005). Il Roccamonfina è l'unico vulcano italiano caratterizzato da rocce leucitiche ultrapotassiche (HKS) simili a quelle rinvenute nella Provincia Magmatica Romana e rocce shoshonitiche (KS) simili a quelle dei vulcani napoletani. Inoltre, il vulcanismo shoshonitico del Roccamonfina è coevo alla formazione dei vulcani napoletani (Conticelli et al., 2004 e referenze citate).

Vengono proposti nei paragrafi successivi i modelli più accreditati dei suddetti vulcani focalizzando l'attenzione sulle anomalie di velocità attribuibili alle sorgenti di alimentazione del vulcanismo.

1.4.1 Il Somma – Vesuvio

Il Somma-Vesuvio costituisce un unico complesso vulcanico di tipo vulcano-strato la cui attività ebbe inizio tra 25.000 e 17.000 anni fa. L'area attualmente coperta dal Somma-Vesuvio, secondo Rolandi (1988), doveva giacere su un grande apparato, una sorta di protosomma, ricoperto successivamente dal Tufo Grigio Campano (I.C. 39 ka), e dal quale, dopo tale evento, sarebbe rimasto in affioramento solo la parte sommitale corrispondente, grosso modo, al Somma attuale.

Nel periodo che va da 25.000 a 17.000 anni fa, il vulcano era costituito dal solo Somma, alto oltre 2000 m; la calderizzazione del Somma determinò il ribassamento del fianco meridionale, la migrazione verso sud-ovest delle successive manifestazioni e la formazione nel tempo, all'interno della caldera, del cono del Vesuvio. Dell'edificio del Somma è così rimasto affiorante il solo settore settentrionale mentre il resto, ribassato, è stato coperto dai prodotti vesuviani.

L'inizio dell'attività del vulcano è incerto, tuttavia, la sovrapposizione, riscontrata in perforazioni realizzate sul fianco settentrionale, dei prodotti del Somma su piroclastiti riferibili all'Ignimbrite Campana (età 39 Ka), fanno ritenere che esso sia da collegare all'eruzione delle pomice di Codola (età 25 ka).

A partire da 17000 anni fa l'attività è proseguita con fasi alterne effusive ed esplosive, per divenire queste ultime, quasi prevalenti fino al 1631. Da tale anno all'ultima eruzione (1944), le manifestazioni eruttive, pur con alternanza di fasi, hanno assunto più spesso il carattere di flussi lavici. Attualmente il vulcano è in fase quiescente.

I prodotti del Somma-Vesuvio “coprono” i carbonati meso-cenozoici, la stessa sequenza sedimentaria che costituisce la catena appenninica (D'Argenio et al., 2004; Ippolito et al., 1975), come messo in evidenza dal pozzo Trecase 1 (Fig. 1.11).

Diverse sono le ipotesi sulla camera o camere magmatiche che avrebbero alimentato l'attività eruttiva di questo vulcano.

Una camera magmatica attiva sarebbe stata localizzata a circa 8-10 km di profondità (Zollo et al., 1996) ed estesa a più di 30 km (De Natale et al., 2001). L'interpretazione dei dati di dispersione delle onde superficiali di Rayleigh, a scala locale e regionale, ha fornito un modello caratterizzato da due strati a bassa V_s , uno a 8-10 km e l'altro a 20 km di profondità (la sorgente più profonda) (Nunziata et al., 2006).

Vincoli sulle condizioni di P-T e concentrazioni di volatili nei reservoirs sono stati forniti dallo studio delle inclusioni fluide intrappolate nei fenocristalli. In particolare lo studio pionieristico di

Belkin et al. (1985), confermato dagli studi successivi (Lima et al., 2003), ha indicato la presenza di camere magmatiche per le ultime eruzioni a 3.5-5, 8-10 e >12 km di profondità.

De Natale et al. (2006) hanno “disegnato” un modello delle strutture crostali del Vesuvio dalla sintesi dei dati geologici e geofisici caratterizzato da due principali zone di accumulo del magma (Fig. 1.18): 1) la più superficiale è localizzata a profondità di 4-6 km ed è principalmente vincolata alla profondità di cristallizzazione dei magmi fonolitici che alimentano le eruzioni pliniane e sub pliniane; 2) la più profonda, a circa 10 km, è principalmente vincolata dalle indagini sismiche (p.e. Nunziata et al., 2006; Zollo et al., 1996) ed è in accordo con la profondità di cristallizzazione dedotte per le eruzioni con VEI (indice di esplosività vulcanica) moderato. Lo studio della struttura profonda, eseguito grazie alla tomografia regionale con telesismi delinea inoltre radici di magma a profondità maggiori (15-30 km).

Presti et al. (2004), dall'osservazione del clustering sismico processato con un nuovo algoritmo di localizzazione probabilistico, osserva due picchi marcati, localizzati rispettivamente a profondità media della piattaforma carbonatica sotto l'edificio vulcanico e a 5 km, che potrebbe rappresentare la profondità del top di una camera magmatica superficiale localizzata al di sotto dell'area ipocentrale della sismicità locale. Tale camera magmatica non necessariamente contiene attualmente magma al presente, sebbene evidenze indirette indichino che ancora rappresenta una zona di contrasto di rigidità (De Natale et al., 2006).

Una tomografia delle velocità di gruppo delle onde superficiali di Rayleigh, effettuata recentemente analizzando eventi appartenenti alla crisi sismica del Vesuvio tra il 1996 ed il 2000 registrati dalle stazioni dell'Osservatorio Vesuviano, ha individuato un'inversione di velocità intorno ai 4 km, da 3.5 km/s a 3.35 km/s corrispondente ad una percentuale di materiale fuso del 5%. Una Moho calda con valore di V_s pari a 4.0 km/s è rivenuta a circa 20 km di profondità interpretata come una zona di melange crosta-mantello (De Nisco et al., 2009)

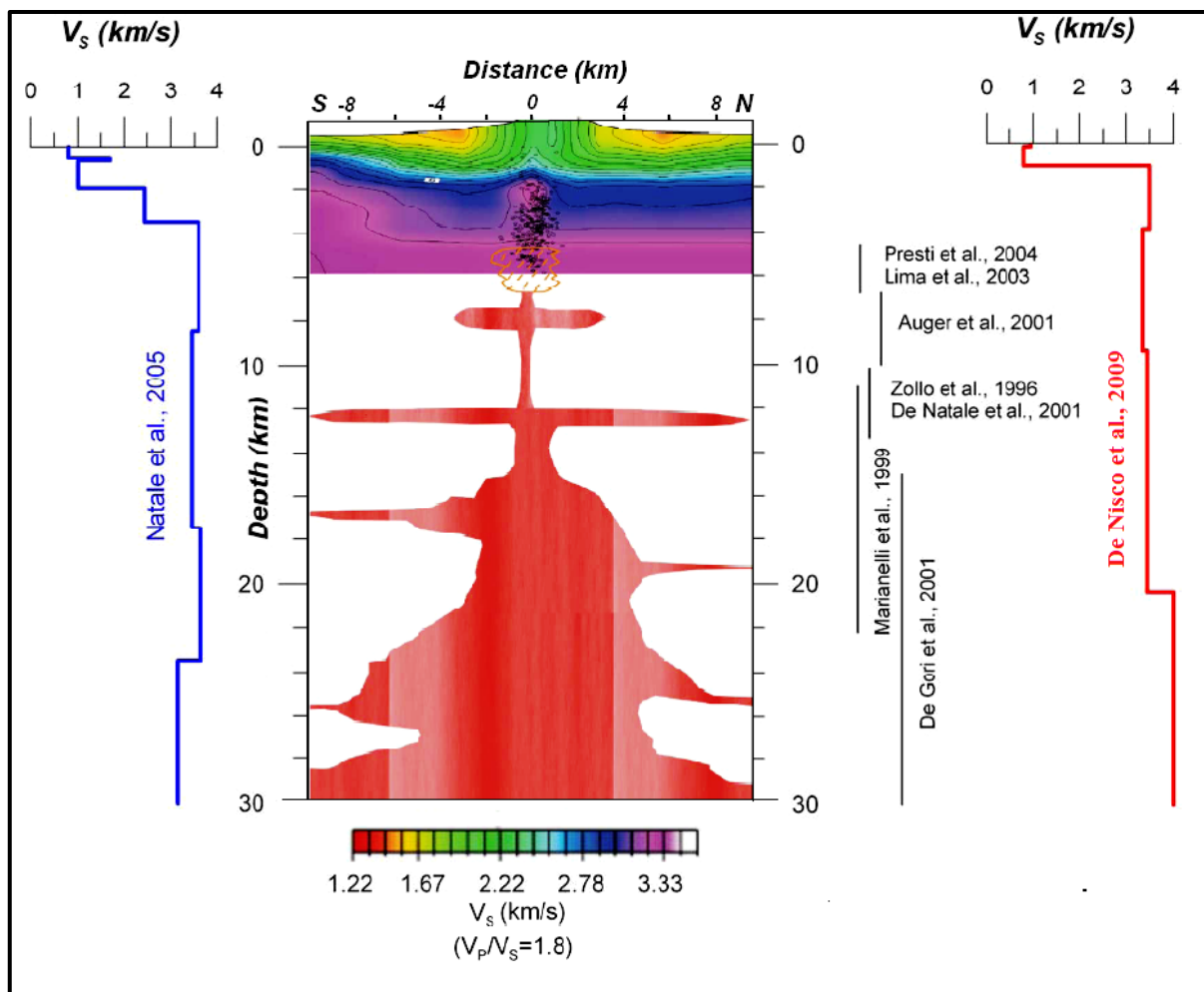


Fig.1.18 Sintesi dei modelli delle camere magmatiche del Somma – Vesuvio e dei profili di V_s ottenuti dall'inversione non lineare dei dati di dispersione relativi al cono Vesuvio (Natale et al., 2005) e della tomografia superficiale relativa al Somma-Vesuvio (De Nisco et al., 2009) (modificata da De Natale et al., 2006).

1.4.2 I Campi Flegrei

Con il nome Campi Flegrei (CF) viene indicata attualmente l'ampia zona vulcanica posta a nord-ovest della città di Napoli (Fig 1.6). Consiste in una caldera all'interno della quale si sono venuti a costituire diversi coni vulcanici di tipo monogenico. Non si conosce con esattezza l'inizio dell'attività vulcanica nei Campi Flegrei. I prodotti più antichi sono datati fra 47.000 e 39.000 anni fa e consistono nei duomi di lava di Cuma e Punta della Marmolite. La morfologia dell'area e lo sviluppo della sua attività eruttiva sono state condizionate da due grandi eruzioni che hanno lasciato vasti depositi chiamati, rispettivamente, Ignimbrite Campana e Tufo Giallo Napoletano.

L'attività dei Campi Flegrei può essere suddivisa in quattro cicli principali:

- 1) prodotti precedenti l'eruzione dell'Ignimbrite Campana;
- 2) depositi dell'Ignimbrite Campana (circa 39.000 anni fa) e della formazione Piperno-Breccia Museo, che alcuni autori identificano come evento unico (Rosi et al., 1983; Rosi and Sbrana, 1987);

- 3) prodotti dei Tufi Biancastri, dei Tufi Antichi (18.000-15.000 anni fa) e del Tufo Giallo Napoletano (12.000 mila anni fa);
- 4) piroclastiti e tufi di vulcani monogenici flegrei (da 10.000 anni fa fino all'eruzione del Monte Nuovo avvenuta nel 1538).

La struttura e la localizzazione del sistema di alimentazione magmatico dei Campi Flegrei è ancora oggetto di dibattito nella comunità scientifica. Alcuni autori propongono uno schema di alimentazione, in cui i magmi K-basaltici derivati dal mantello, stagnano in reservoirs profondi, differenziandosi e assimilanti il basamento ercinico (Civetta et al., 2004; D'Antonio et al., 2007). Questi magmi risalgono in larghi reservoirs superficiali, che alimentano gli eventi caratterizzati da alti VEI.

Guidarelli et al. (2006) attraverso la tomografia delle onde superficiali, a scala locale e regionale, hanno riscontrato al di sotto delle aree del Golfo di Pozzuoli, del Gauro e degli Astroni, delle inversioni di velocità a circa 10 km di profondità (Fig. 1.19).

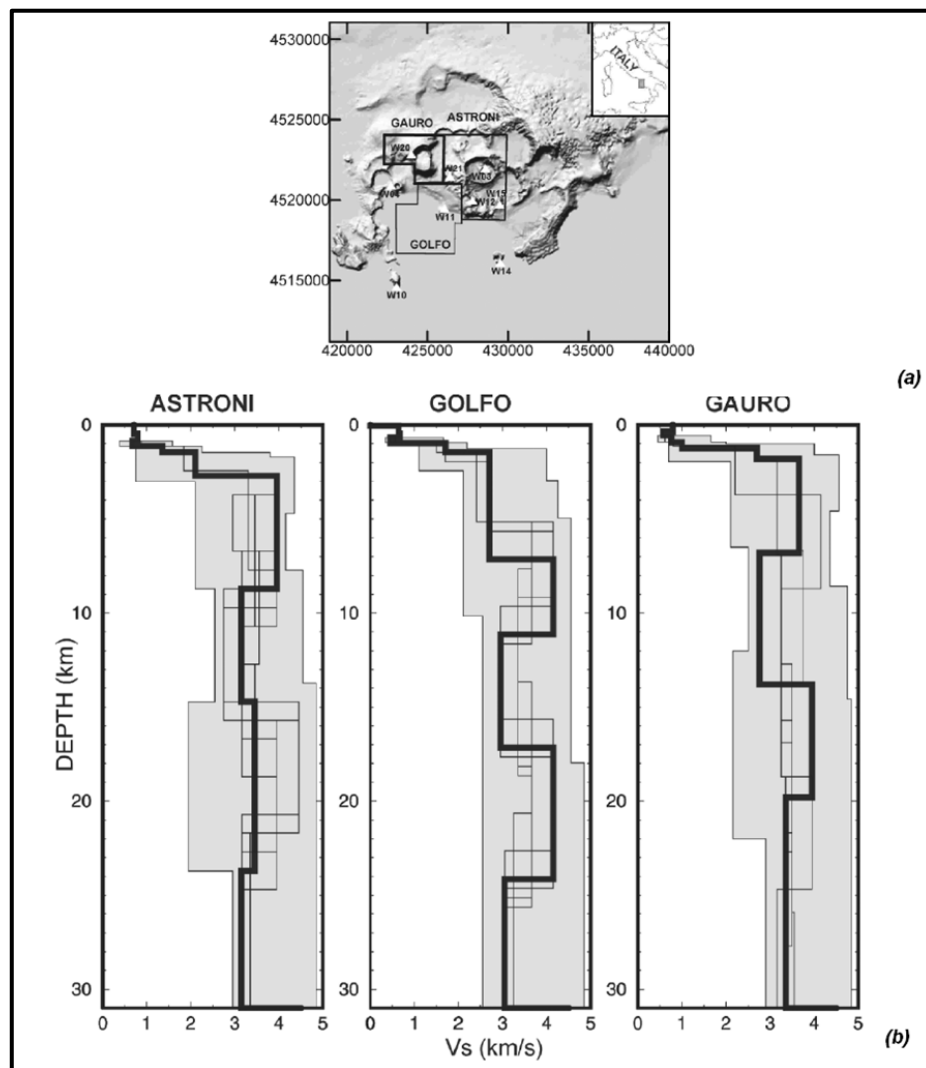


Fig. 1.19 Modelli di V_s ottenuti ai Campi Flegrei dalla tomografia delle onde superficiali (Guidarelli et al., 2006).

Zollo et al. (2008) attraverso una tomografia delle onde P nel golfo di Pozzuoli hanno individuato a circa 8 km di profondità uno strato a bassa velocità tipo sill come quello rinvenuto sotto il Vesuvio. L'inversione non lineare di dati di dispersione estratti da eventi localizzati al Vesuvio e registrati ai Campi Flegrei, congiuntamente ai dati regionali (Panza et al., 2007a), ha consentito la definizione di modelli 1 D fino ad una profondità di 73 km (Nunziata, 2010) (Fig.1.20). Questi modelli mettono in evidenza uno strato a bassa velocità intorno ai 10 km, che in accordo con altre evidenze geochimiche, potrebbe essere indicativo della presenza di una sorgente magmatica estesa a tutta la Campania (Danyushevsky and Lima, 2001; De Vivo et al., 2001; Rolandi et al., 2003).

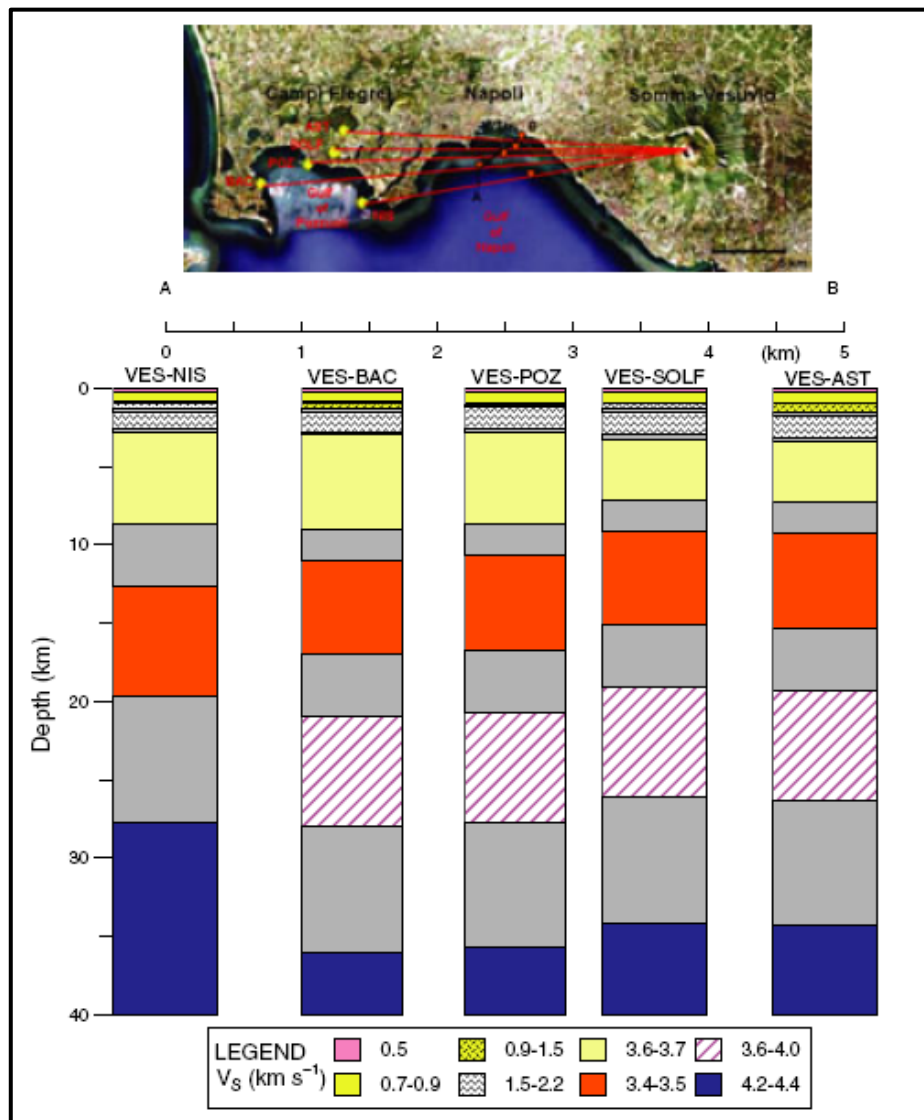


Fig. 1.20 Modelli di V_s con la profondità lungo la sezione AB, dal Vesuvio ai Campi Flegrei (Nunziata, 2010).

1.4.3 Il Roccamonfina

Il Roccamonfina è uno strato vulcano localizzato a nord della Piana Campana (Fig. 1.6). La sua attività è iniziata ~600 ka (Peccerillo, 2005 e referenze citate) con una fase dominata da flussi di lava leucitica interstratificati da depositi minori di cenere da caduta e flussi di fango. La formazione della caldera sommitale circa 400 ka segnò il passaggio al secondo periodo di attività caratterizzata da un'attività parossistica pliniana.

Per quanto concerne il sistema di alimentazione di questo vulcano, l'interpretazione congiunta di indagini geofisiche quali gravità, magnetotellurica ed indagini elettromagnetiche nel dominio del tempo (TDEM), lungo profili attraversanti l'area del Roccamonfina (Capuano et al., 1992), ha escluso la presenza di una camera magmatica nei 5-7 km di crosta investigata.

Diminuzioni di velocità, correlabili alla presenza di una camera magmatica antica in via di raffreddamento, sono stati riscontrati da tomografie a scala regionale, sia nella crosta inferiore (-5% a 15-35 km) che nel mantello più superficiale (35-65 km) (De Gori et al., 2001).

Inoltre la cella $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ della tomografia delle onde superficiali (Panza et al., 2007a; Brandmayr et al., 2010) contenente il Roccamonfina, evidenzia un'inversione di velocità a circa 11 km di profondità, interpretata con la presenza di fusione parziale.

Uno studio recente effettuato da Nunziata and Gericitano (2011), mediante l'inversione non lineare di dati di dispersione delle velocità di gruppo delle onde superficiali delle onde di Rayleigh, estratti da terremoti registrati al Roccamonfina, congiuntamente ai dati di dispersione regionali (Panza et al., 2007a), ha condotto alla definizione di modelli di velocità delle onde di taglio fino a circa 60 km di profondità. Le caratteristiche salienti di tali modelli sono la presenza di materiale freddo intrusivo con V_S pari a 3.8 km/s (probabilmente una camera magmatica solidificata) ad una profondità di 4-5 km e una riduzione di velocità del 10% (dove la V_S assume un valore pari a 3.4 km/s) ad una profondità di 6-9 km interpretata come il sistema di alimentazione più profondo.

1.4.4 La Zona Vulcanica Campana

Diversi autori (tra cui De Vivo et al., 2001, Rolandi et al., 2003; Milia and Torrente, 2011) propongono un modello di una Zona Vulcanica Campana (CVZ) compresa tra i centri vulcanici principali (Roccamonfina, Vesuvio, Campi Flegrei e Ischia) ed il golfo di Napoli attiva durante il Quaternario e alimentata dalle numerose faglie normali che hanno favorito la risalita del magma (Fig. 1.21).

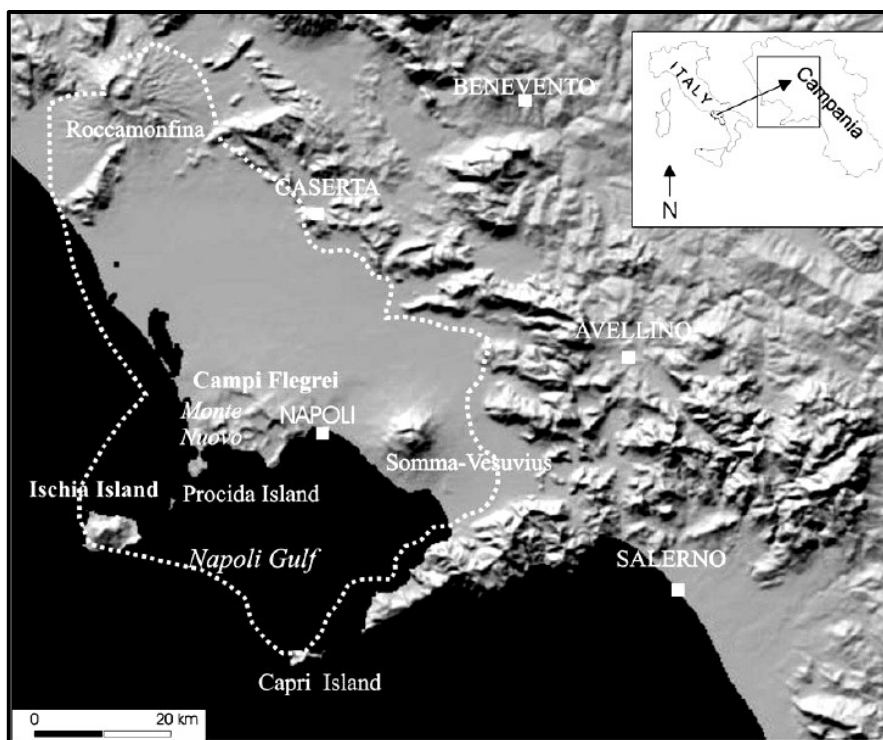


Fig. 1.21 Definizione della zona vulcanica campana (linea tratteggiata) proposta in De Vivo et al. (2010).

Rolandi et al. (2003), hanno rinvenuto diversi depositi di breccia prossimali vicino a lineamenti strutturali all'interno della Piana. Sono state riconosciute e datate le eruzioni delle Ignimbriti di Seiano (270 ka e 240 ka), di Taurano (157 ka), di Durazzano (116 ka), dell'Ignimbrite Campana (39 ka) e dell'Ignimbrite di Giugliano (23-18 ka). Inoltre, questi autori ipotizzano che l'evento più importante attribuito all'attività dei Campi Flegrei, ossia l'Ignimbrite Campana, possa essere stata alimentata da faglie neotettoniche al di là dei Campi Flegrei, all'interno della Piana Campana. Tale ipotesi è supportata dall'individuazione di strati con basse velocità delle onde di taglio dal Roccamonfina, alla Piana Campana, ai Campi Flegrei, alla baia di Napoli e al Vesuvio (p.e. Nunziata and Costanzo, 2010 e referenze citate).

Capitolo 2

Metodologie di analisi ed elaborazione dei dati

In questo capitolo vengono esposte le metodologie utilizzate per ottenere i modelli di velocità delle onde di taglio dell'area investigata:

- 1) La cross-correlazione di rumore sismico tra coppie di ricevitori, che ha consentito di estrarre la funzione di Green (pacchetto delle onde superficiali) rappresentativa del mezzo interposto tra i punti di misura.
- 2) L'analisi FTAN tramite la quale è stato possibile estrarre la curva di dispersione delle velocità di gruppo relativa al modo fondamentale delle onde superficiali di Rayleigh
- 3) Il metodo d'inversione non lineare Hedgehog, con il quale sono state invertite le curve di dispersione medie per i cammini analizzati, per ottenere profili di V_s in funzione della profondità.

2.1 Cross-correlazione del rumore sismico

Il rumore sismico ambientale (microtremore) è un'impercettibile oscillazione naturale del suolo, presente in qualsiasi punto della superficie terrestre e consistente per lo più in onde sismiche prodotte dall'azione del vento e del mare sugli strati superficiali della Terra e dallo scattering generato dalle eterogeneità presenti in essi.

I microtremori possono essere prodotti anche da sorgenti di natura antropica ma generalmente, il contenuto energetico ad essi associato, è a più alta frequenza, quindi possono essere utilizzati solo per l'investigazione del sottosuolo a piccola scala.

Fin dagli inizi del 1900 è stato osservato che il più "fastidioso" noise sui sismogrammi è rappresentato dai microsismi che hanno un picco in frequenza tra 0.1 e 0.4 Hz (Fig. 2.1) (Peterson, 1993).

L'ampiezza del noise in questo intervallo disturbava così tanto le misure da costringere a rigettare tale banda di frequenza nell'acquisizione dei segnali e a stimolare la progettazione di sensori a corto periodo ($f > 0.5$ Hz) e a lungo periodo ($f < 0.1$ Hz), finché non furono ideati dei sensori caratterizzati da un ampio range dinamico, che consentirono quindi anche l'acquisizione di tale porzione di segnale senza inficiare l'acquisizione di terremoti.

I microsismi consistono in onde di Rayleigh. Questo fu mostrato da Lee (1935) e Haubrich et al. (1963) attraverso analisi del particle motion che indicarono il caratteristico moto ellittico retrogrado di tali onde confermato anche dall'analisi di registrazioni di rumore sulle tre componenti del moto lungo array (Lacoss et al., 1969; Capon, 1972).

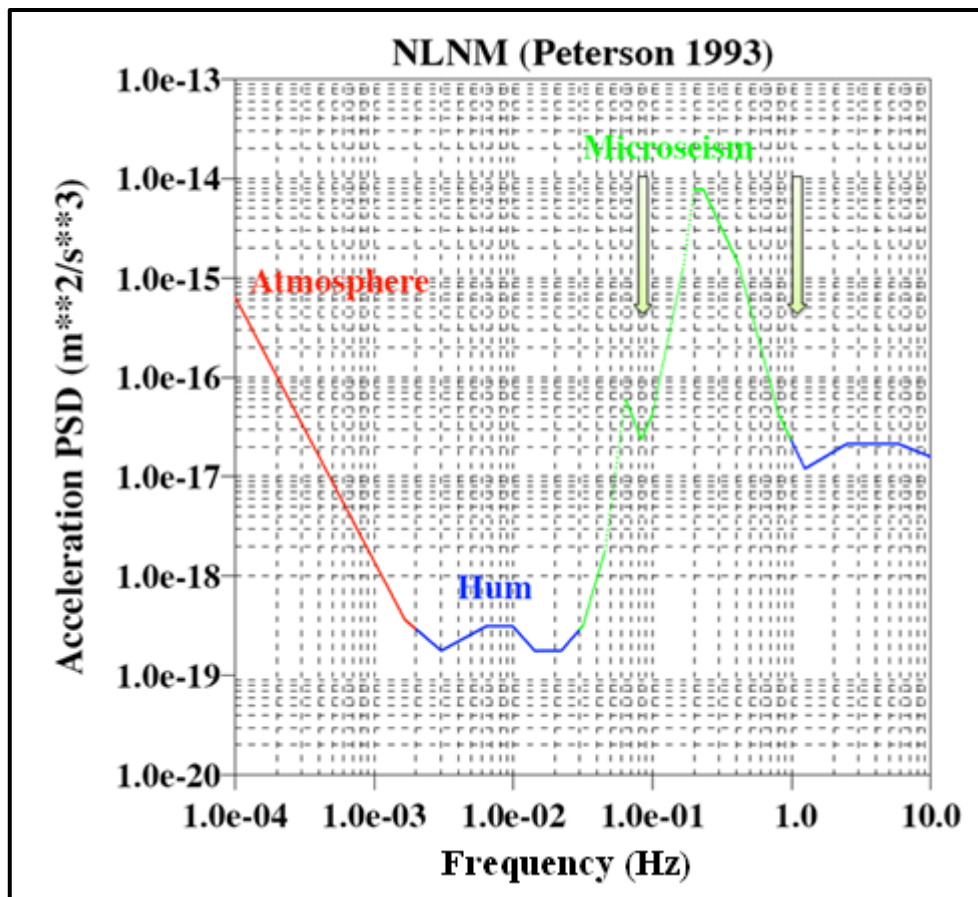


Fig. 2.1 Spettro di densità di potenza relativo alle registrazioni di rumore sismico in 75 stazioni distribuite su scala globale (modificato da Peterson, 1993). Le frecce indicano il range di frequenza di maggiore interesse per questo lavoro di tesi.

Oltre al picco in frequenza più marcato (0.1-0.4 Hz), i microsismi presentano un altro picco a frequenze inferiori (0.05-0.07 Hz): Longuet-Higgins (1950) mostrò che l'interazione di due onde oceaniche in direzione opposta possono creare "i microsismi a doppia frequenza", ciò può verificarsi lungo le coste dove le onde riflesse dalla costa possono collidere con quelle che arrivano (Tanimoto and Artru-Lambin, 2006).

In generale si è osservato che i segnali prodotti dai microtremori, apparentemente casuali e non coerenti, possono manifestare una coerenza residua: infatti lo scattering da parte del mezzo attraversato può essere ritenuto un fenomeno riproducibile se osservato per un intervallo di tempo sufficientemente lungo (Larose et al., 2004).

Il rumore sismico ambientale registrato in due stazioni quindi può essere cross-correlato al fine di esaltare il contenuto energetico coerente. In condizioni di campo pienamente diffuso, ossia quando la coppia di ricevitori è totalmente circondata da sorgenti che irradiano energia in tutte le direzioni, tali segnali contengono informazioni su ogni possibile tragitto percorso dal raggio sismico (Shapiro and Campillo 2004). Un raggio che fa parte di questo campo diffuso passerà per uno dei ricevitori e dopo un certo intervallo di tempo per l'altro, con una fase indisturbata eccetto che per il tempo di propagazione, ossia il ritardo (Fig. 2.2).

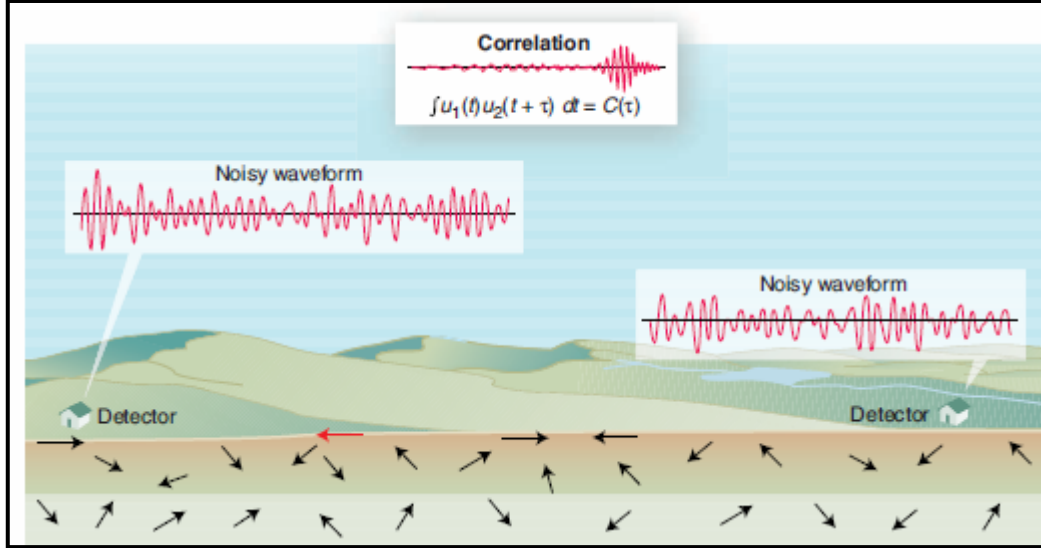


Fig. 2.2 La funzione di Green tra due ricevitori può essere calcolata dalla cross-correlazione del rumore sismico (Weaver, 2005).

La funzione risultante dalla cross-correlazione del rumore registrato da una coppia di ricevitori può essere quindi vista come il segnale che registrerebbe uno dei due se l'altro emettesse un impulso. Le basi teoriche di tale metodologia vanno ricercate nel lavoro di Lobkis and Weaver (2001). Questi autori hanno dimostrato che la funzione di cross-correlazione di un campo diffuso è relazionata alla risposta ad un transiente locale con un argomento di plausibilità basato sulla definizione di campo diffuso.

Un campo diffuso Φ in un corpo finito, nel punto x e al tempo t , può essere espresso come

$$\Phi(x, t) = \Re \sum_{n=1}^{\infty} a_n u_n(x) \exp \{i \omega_n t\} \quad (1)$$

dove a_n sono le ampiezze modali complesse, u_n e ω_n sono le autofunzioni e le autofrequenze, \Re indica la parte reale di una quantità complessa.

Un campo diffuso ha la proprietà che le ampiezze modali sono variabili scorrelate casuali:

$$\langle a_n a_m^* \rangle = \delta_{nm} F(\omega_n) \quad (2)$$

Dove $F(\omega_n)$ è una funzione legata alla densità spettrale di energia. Quindi la cross-correlazione di un campo diffuso calcolata tra i punti x e y può essere così definita:

$$\langle \Phi(x, t) \Phi(y, t + \tau) \rangle = \frac{1}{2} \Re \sum_{n=1}^{\infty} F(\omega_n) u_n(x) u_n(y) \exp \{-i \omega_n \tau\} \quad (3)$$

Se $F(\omega_n) \cong$ costante, ne consegue che la cross-correlazione è equivalente alla derivata temporale della funzione di Green del mezzo, G_{xy} , tra x e y :

$$G_{xy}(\tau) = \sum_{n=1}^{\infty} u_n(x) u_n(y) \frac{\sin \omega_n \tau}{\omega_n} \quad (\text{per } \tau > 0, \text{ altrove } 0) \quad (4)$$

L'espressione (3) differisce dalla derivata temporale della funzione di Green, per il fattore $F\omega_n/2$ che ne modifica lo spettro e la presenza di una parte negativa nella funzione ($\tau < 0$).

L'affermazione che la funzione di Green può essere ritrovata dalla cross-correlazione di campi diffusi registrati da due ricevitori è basata sulla simmetria temporale della funzione di Green (Derode et., al 2003; De Nisco and Nunziata, 2011).

Negli esperimenti sismici descritti da Campillo and Paul (2003) e da Sabra et al. (2005), la funzione di Green è stata ricostruita da una cross-correlazione presente solo su un lato dell'asse dei tempi, perché relativa ad una direzione preferenziale sorgenti-stazioni. In quest'ultimo caso, se è possibile ipotizzare la direzione di propagazione del campo d'onda, le due stazioni dovranno essere allineate parallelamente ad essa (Nunziata et al., 2009; De Nisco and Nunziata, 2011).

Inoltre diversi ricercatori hanno usato la cross-correlazione del rumore invece della sua derivata: questa assunzione è valida se la cross-correlazione viene ricercata in una banda di frequenza relativamente piccola, essendo in questo caso, la differenza tra la cross-correlazione e la sua derivata uno shift di fase.

Le potenzialità di questo metodo sono numerose tra cui la possibilità di riempire il "buco" di dati di dispersione tra i terremoti a scala regionale e quelli a scala locale (range di periodi 2-10 s), e in generale, quella di campionare delle direzioni normalmente non investigate dai tragitti terremoti-stazioni, in quanto le zone epicentrali non sono uniformemente distribuite sulla superficie terrestre.

Procedura di processing dei segnali per l'estrazione della funzione di Green del mezzo

Considerando Bensen et al. (2007) il processing dei segnali per l'estrazione della funzione di Green attraverso la funzione di cross-correlazione del rumore sismico (NCF), si articola in 4 fasi:

1) Preparazione dei segnali alle singole stazioni

Questa fase consiste: (a) nella rimozione della risposta strumentale, della media e del trend; (b) nel taglio delle acquisizioni in segnali di durata giornaliera, seguita da una fase di normalizzazione applicata nel dominio del tempo.

2) Cross-correlazione dei segnali di durata giornaliera

I segnali vengono cross-correlati usando registrazioni sincrone di durata giornaliera nelle due stazioni, con una finestra d'analisi di una grandezza tale da campionare più volte la funzione di Green ricercata: in questo lavoro di tesi sono state utilizzate delle finestre d'analisi variabili da 60 a 100 s (per distanze maggiori di 15 km). A questo procedimento segue lo stacking delle funzioni di cross-correlazione giornaliere calcolate.

3) Misura delle velocità di fase e/o di gruppo

Questa fase riguarda l'estrazione della curva di dispersione delle velocità di fase e/o di gruppo del modo fondamentale delle onde superficiali dalle funzioni di cross-correlazioni medie.

Una fase delicata nella preparazione dei segnali alle singole stazioni è la normalizzazione delle tracce nel caso in cui siano presenti transienti sismici.

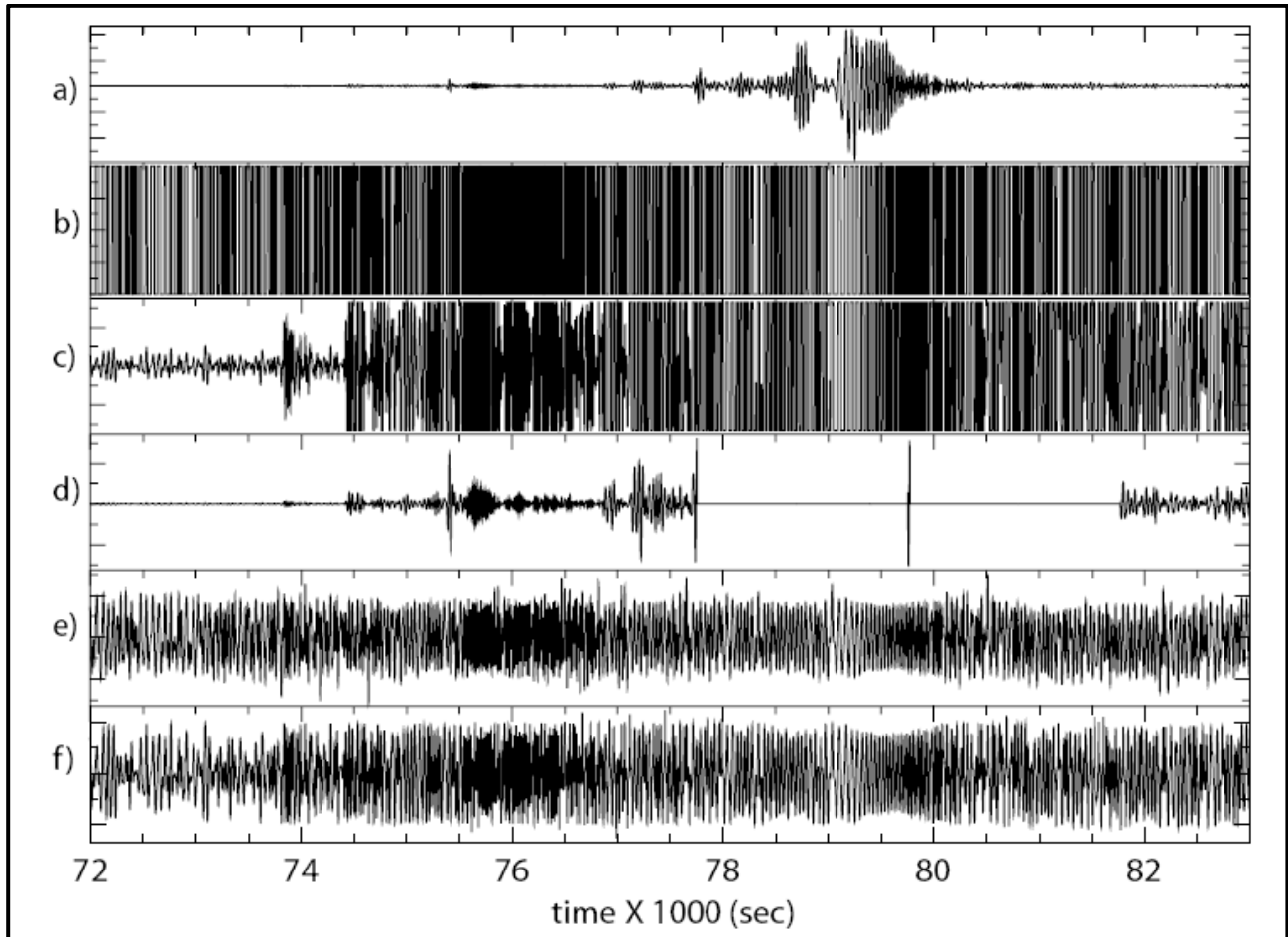


Fig. 2.3 Esempio delle tipologie di normalizzazione utilizzate (b, c, d, e ed f) in presenza di un transiente sismico in (a) (da Bensen et al., 2007).

In figura 2.3 vengono illustrati 5 possibili metodi di normalizzazione nel dominio del tempo (Bensen et al., 2007). In (a) vengono mostrate circa tre ore di registrazione tagliate intorno ad un forte terremoto; in (b) la normalizzazione 1 bit, consistente nel sostituire alle ampiezze il valore ± 1 mantenendo solo il segno del segnale; in (c) taglio della forma d'onda: dove la soglia del taglio è uguale al valore medio del segnale calcolato sull'intera giornata; in (d) rilevamento automatico dell'evento e rimozione dello stesso, ponendo a zero le ampiezze del segnale per i successivi 30 minuti; in (e) la traccia viene normalizzata attraverso una media mobile intorno al suo valore assoluto; infine in (f) le ampiezze che superano di un certo multiplo l' r.m.s. giornaliero dell'ampiezza vengono sotto-pesate: tale procedura continua iterativamente finché l'intera forma d'onda non è resa pressoché omogenea in ampiezza.

Nella figura 2.4 viene mostrato l'esempio di una funzione di cross-correlazione media su un intervallo temporale di un anno: in (a) senza effettuare la normalizzazione delle tracce prima di cross-correlarle, nei pannelli successivi operando sulle registrazioni applicando alle registrazioni giornaliere le normalizzazioni presentate rispettivamente in Fig. 2.3.

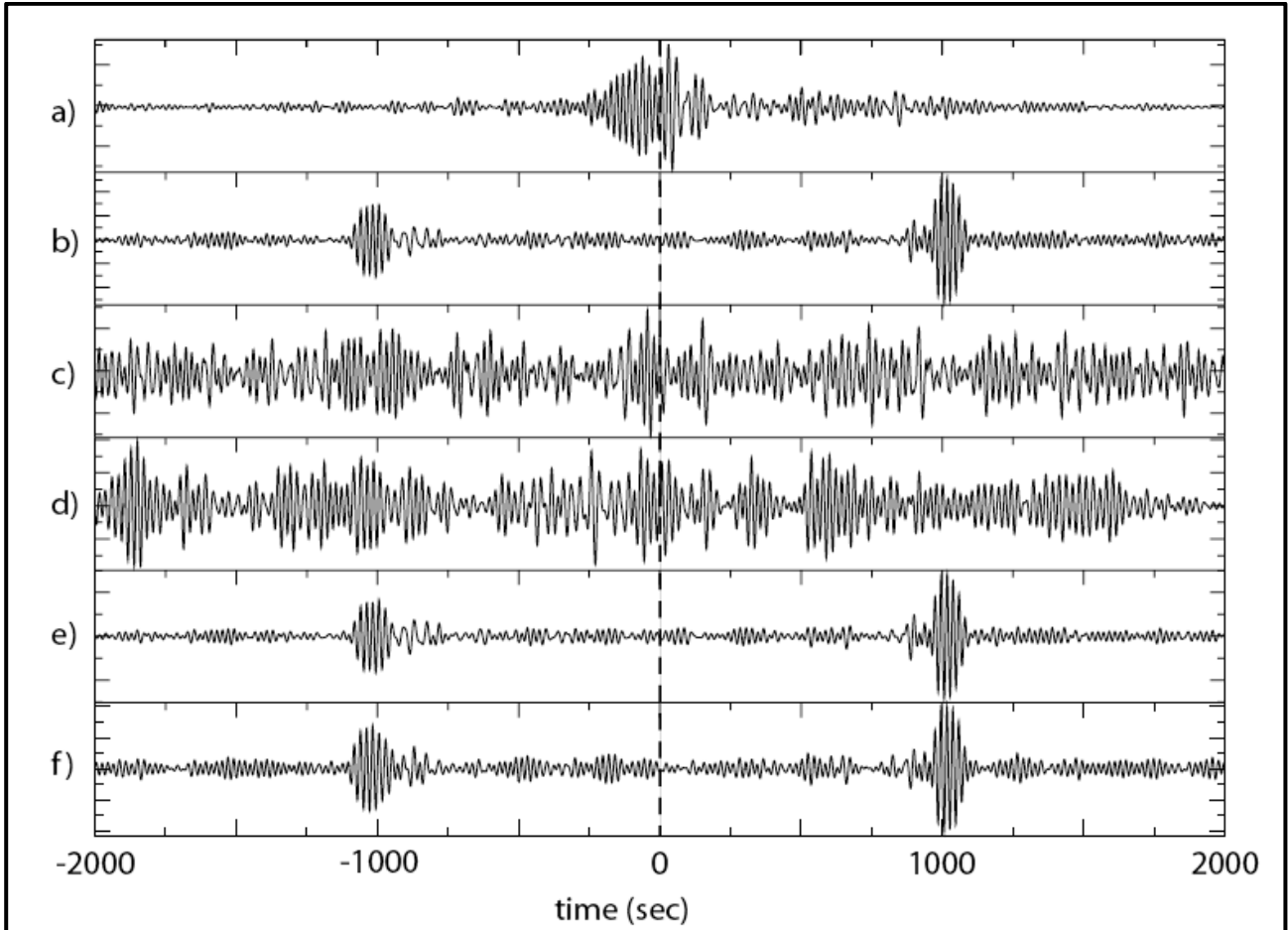


Fig. 2.4 Funzione di cross-correlazione calcolata utilizzando i metodi di normalizzazione dei segnali proposti in Fig. 2.3.

Le funzioni di cross-correlazione calcolate presentano un alto rapporto segnale/rumore quando vengono utilizzati i metodi di normalizzazione 1 bit (Fig. 2.4b), media mobile (Fig. 2.4c) o il criterio dell' r.m.s. (Fig. 2.4 f).

In questo lavoro è stato scelto di utilizzare la normalizzazione 1 bit essendo quella più usata.

2.2 L'analisi FTAN

Prima di illustrare tale metodologia, è utile definire il concetto di dispersione delle onde superficiali, essendo questa la funzione ricercata, per risalire alle caratteristiche del mezzo attraversato.

La dispersione è una peculiarità delle onde sismiche superficiali: rappresenta una deformazione di un treno d'onda dovuta ad una variazione della velocità di propagazione con la frequenza: in un mezzo stratificato le varie armoniche del segnale sismico si propagano ad una velocità diversa in funzione delle caratteristiche del mezzo. Le componenti a frequenza minore (lunghezza d'onda maggiore) penetrano più in profondità e sono quindi influenzate dagli strati più profondi rispetto a quelle a frequenza maggiore (lunghezza d'onda minore) che risentono delle proprietà fisiche dei livelli superficiali, essendo differentemente attenuate dal mezzo attraversato (Fig. 2.5). L'interferenza di queste diverse armoniche definirà un inviluppo o modulante del segnale che viaggerà con una velocità definita di gruppo.

Le velocità di fase $c(\omega)$ e di gruppo $U(\omega)$ sono definite come:

$$c(\omega) = \frac{\omega}{k(\omega)} \quad U(\omega) = \frac{1}{\frac{dk(\omega)}{d\omega}} \quad (5)$$

dove $k(\omega)$ è il numero d'onda. Le funzioni $c(\omega)$ e $U(\omega)$ sono dette curve di dispersione delle velocità di fase e di gruppo e sono unite dalla relazione:

$$\frac{1}{U(\omega)} = \frac{1}{c(\omega)} + \omega \frac{d}{d\omega} \left(\frac{1}{c(\omega)} \right) \quad (6)$$

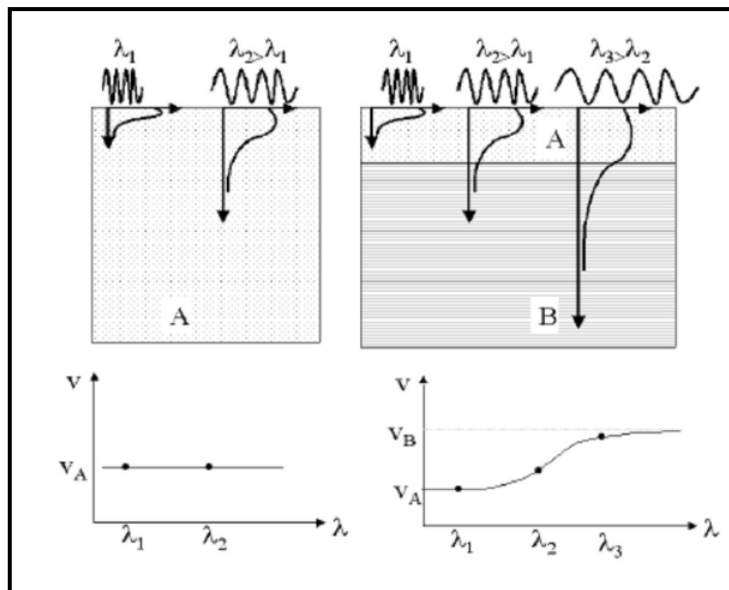


Fig. 2.5 In un mezzo omogeneo (a sinistra) tutte le lunghezze d'onda campionano lo stesso materiale, e la velocità di fase è costante. Quando le proprietà variano con la profondità (a destra) la velocità di fase dipende dalla lunghezza d'onda.

L'analisi FTAN consiste in una metodologia di processing del segnale che opera sia nel dominio delle frequenze che in quello del tempo al fine di estrarre la curva di dispersione delle velocità di gruppo e/o di fase (quando è nota la sorgente) delle onde superficiali di Rayleigh e di Love, per i diversi modi di propagazione che compongono il segnale. Tale metodo rappresenta un miglioramento dovuto a Levshin et al. (1972;1992) della tecnica multifiltro sviluppata originariamente da Dziewonski et al. (1969).

Il primo passo consiste nell'individuare sul sismogramma $W(t)$, eventualmente corretto per la risposta strumentale, il pacchetto delle onde di Love o di Rayleigh e quindi il contenuto in frequenza ad esso associato, tramite la trasformata di Fourier $K(\omega)$ del segnale:

$$W(t) = |W(t)| e^{i\Phi(t)} \leftrightarrow K(\omega) = |K(\omega)| e^{i\psi(\omega)} \quad (7)$$

Dove $|W(t)|$ e $\Phi(t)$ rappresentano rispettivamente l'ampiezza e la fase istantanee, mentre $|K(\omega)|$ e $\psi(\omega)$ indicano lo spettro di ampiezza e quello di fase del segnale.

A questo punto è importante definire il tempo di gruppo $\tau(\omega)$ ossia la funzione di dispersione spettrale del segnale:

$$\tau(\omega) = -\frac{d\psi(\omega)}{d\omega} \quad (8)$$

Potendo esprimere la fase $\psi(\omega)$ in un mezzo lateralmente omogeneo come:

$$\psi(\omega) = -k(\omega)r + \psi_s(\omega) \quad (9)$$

dove ψ_s rappresenta la fase alla sorgente, si ha che:

$$\tau(\omega) = -\frac{d\psi(\omega)}{d\omega} = \frac{r}{U(\omega)} - \frac{d\psi_s(\omega)}{d\omega} \quad (10)$$

Poiché la sorgente agisce per un tempo molto breve rispetto al tempo di gruppo, il contributo della fase alla sorgente può essere trascurato, quindi si ha che:

$$\tau(\omega) = \frac{r}{U(\omega)} \quad (11)$$

Sul segnale contenente le onde superficiali viene eseguita l'analisi FTAN applicando una serie di filtri gaussiani paralleli (32 di solito) con frequenza centrale ω^H e larghezza di banda dell'iesimo filtro β (Fig. 2.6):

$$H(\omega) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\beta} e^{-\frac{(\omega-\omega^H)^2}{2\beta^2}} \quad (12)$$

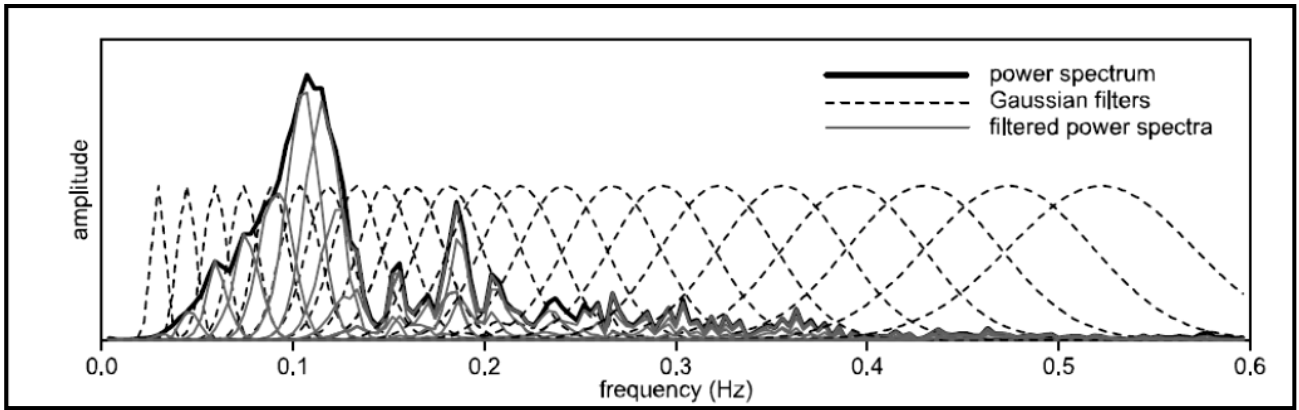


Fig. 2.6 Rappresentazione dei filtri gaussiani (linee tratteggiate) applicati allo spettro di potenza relativo ad un terremoto registrato (linea intera spessa) e lo spettro dei segnali uscenti dall'iesimo filtro: da notare come la larghezza della banda è più grande procedendo verso le alte frequenze (Kolinsky, 2004).

E' da sottolineare che, per piccole distanze ($<100\text{Km}$) il parametro β deve essere fissato "a mano", non essendoci una legge empirica. La scelta della banda è strettamente correlata alla tipologia di segnale da analizzare: bisogna porre attenzione a non introdurre frequenze non esistenti nel segnale originario, ad esempio noise ad alta frequenza (ringing) per una larghezza di banda troppo stretta, oppure noise a bassa frequenza a causa dell'interferenza tra gli involucri dei filtri adiacenti, che potrebbe generare una portante in grado di distorcere il segnale. La combinazione dei segnali in uscita dai filtri restituisce una rappresentazione tempo frequenza del segnale:

$$S(\omega^H, t) = \int_{-\infty}^{+\infty} H(\omega - \omega^H) K(\omega) e^{i\omega t} d\omega \quad (13)$$

il cui modulo $|S(\omega^H, t)|$ rappresenta l'iesimo massimo dell'involuppo filtro - segnale in ingresso, in corrispondenza del tempo d'arrivo $t_m(\omega^H) = \tau(\omega^H)$. Nella mappa FTAN tali massimi sono graficati in funzione del periodo e delle velocità di gruppo (nota la distanza dalla sorgente).

Sulla mappa così visualizzata l'operatore effettua un picking dei massimi inerenti alla curva di dispersione del modo ricercato (Fig. 2.7 d) che dà inizio ad un ulteriore filtraggio nel dominio del tempo: l'equalizzatore di fase.

Tramite un'operazione di integrazione si risale alla fase $\psi(\omega)$ relativa ai vari tempi di gruppo $\tau(\omega)$ dopo di che viene sottratto lo sfasamento al pacchetto di onde, che si presenta così debolmente disperso. Spostato il segnale non disperso ad un istante conveniente della registrazione, l'involuppo delle ampiezze sarà rappresentato da un unico picco stretto, in teoria da una delta di Dirac, sul quale viene applicato il windowing (funzione di tipo trapezoidale), passaggio finale del filtraggio (Fig. 2.7 c): in questo modo viene definitivamente isolato il modo estratto, dagli altri modi di oscillazione del segnale.

Per ripristinare la forma originaria del segnale, bisogna aggiungere nuovamente la stessa funzione allo spettro di fase del segnale (Nunziata, 2005).

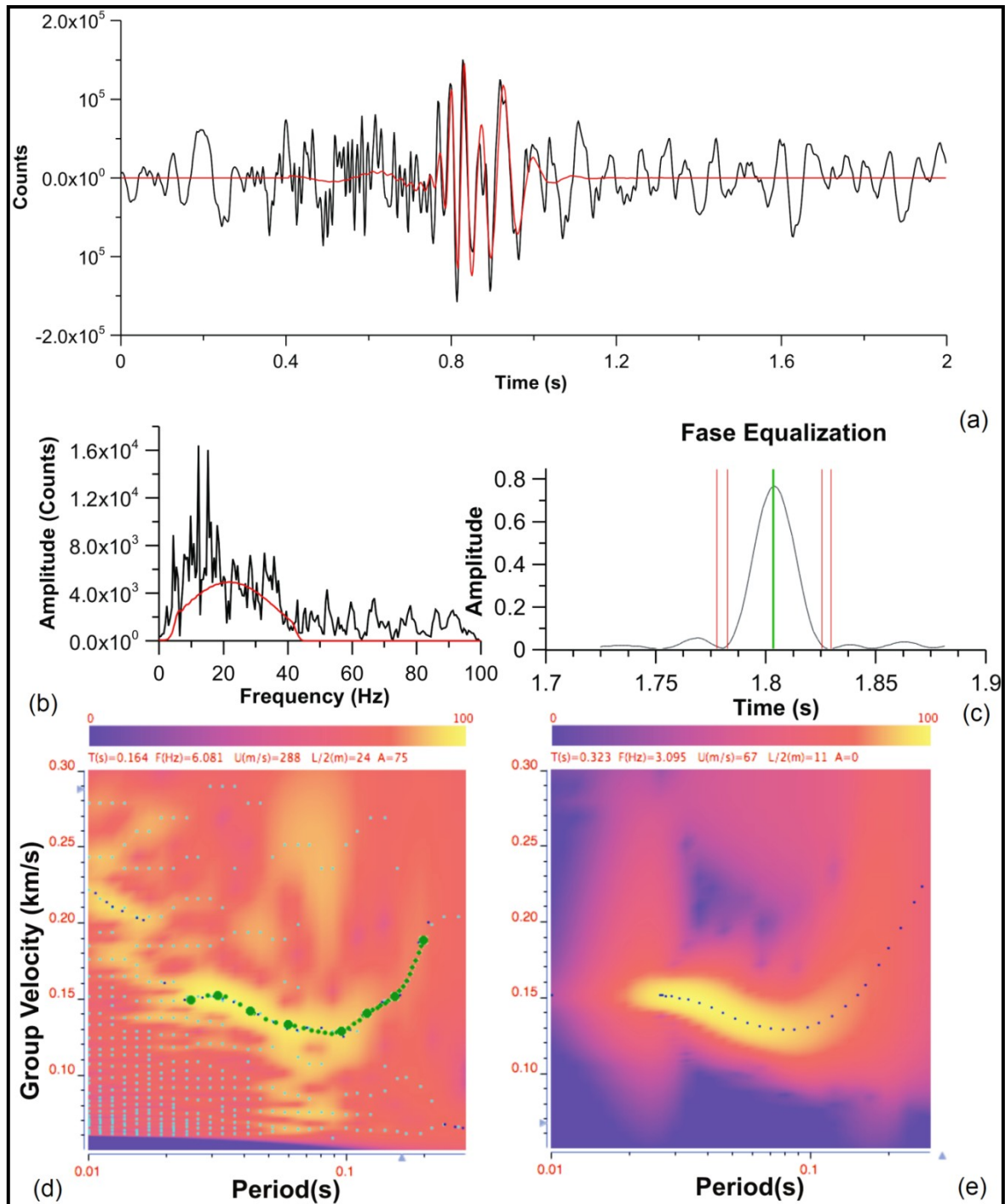


Fig. 2.7 Esempio di analisi FTAN su un segnale di sismica attiva a Napoli (Scampia) con offset di 120 m: in (a) segnale originale (linea nera); in (b) Spettro di ampiezza del segnale originale; (d) picking della curva di dispersione da parte dell'operatore (pallini verdi). Questa curva di dispersione delle velocità di gruppo grezza è anti trasformata dal dominio delle frequenze a quello del tempo per ottenere il segnale disperso. In (c) il segnale non-disperso viene "condensato" in un unico spike stretto. Tale operazione ha il solo effetto di alterare la fase iniziale del segnale risultante, cosicché può essere shiftato ad un istante temporale conveniente, ad esempio la parte centrale della registrazione. La forma d'onda condensata è quindi ripulita attraverso un'operazione di windowing (linee verticali) dalle altre fasi del segnale di non interesse e ri-dispersa per restituire il segnale filtrato. In (e) viene mostrata la mappa fian del segnale filtrato e la relativa curva di dispersione delle velocità di gruppo (pallini blu) cui corrisponde nel dominio del tempo la forma d'onda del modo fondamentale (linea rossa in (a)) (Nunziata et al., 2011).

2.3 Metodo d'inversione Hedgehog

Il metodo d'inversione non lineare Hedgehog rappresenta un metodo Monte Carlo ottimizzato (Valyus et al., 1968; Panza, 1981).

Tale metodo prevede un'approssimazione elastica cioè il modello di Terra ignoto è diviso in una serie di strati isotropi definiti da: velocità delle onde di taglio (V_S) (parametro indipendente), velocità delle onde di compressione (V_P) (parametro dipendente), spessori (H) (parametro indipendente), densità (ρ) (parametro fissato) (Fig. 2.8).

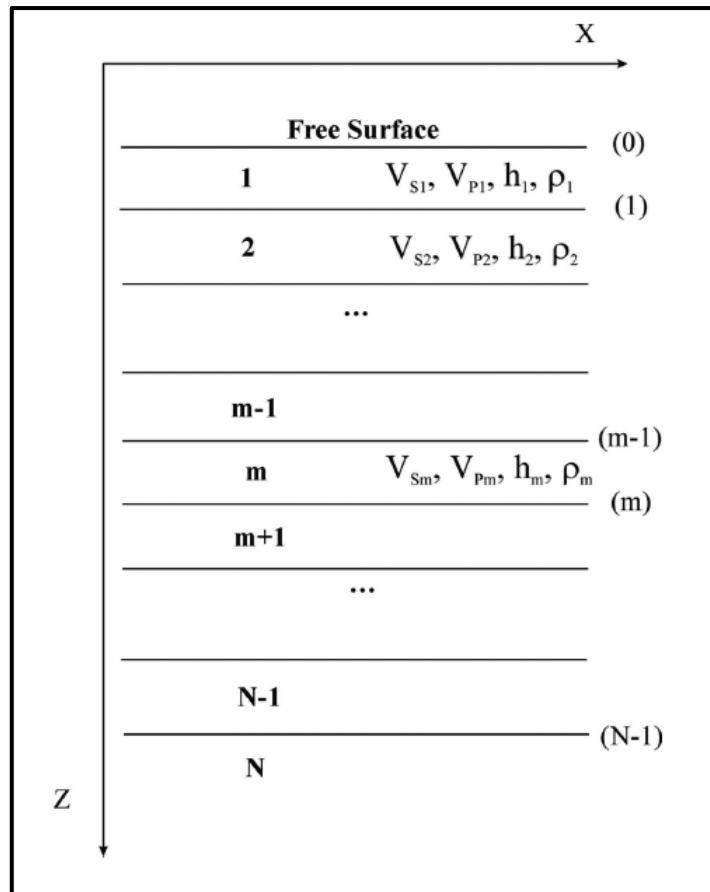


Fig. 2.8 Modellazione della struttura di terra nell'inversione Hedgehog attraverso strati piano paralleli omogenei. Ogni strato è definito da proprietà fisiche quali velocità delle onde di taglio V_S e di compressione V_P , spessore (h), e densità (ρ). Gli strati superficiali (1, 2) vengono fissati secondo dati indipendenti. Gli strati parametrizzati (strati m-1, ..., m+1) sono invertiti, mentre la struttura profonda (strati N-1, N, ...) è fissata secondo modelli regionali o globali (Da Brandmayr et al., 2010).

I parametri indipendenti sono variabili e possono essere calcolati a partire dai dati, quelli dipendenti hanno una relazione fissata con quelli variabili mentre i parametri fissati sono mantenuti costanti durante l'inversione ed assegnati sulla base delle conoscenze geologiche e geofisiche. Il numero di parametri indipendenti deve essere piccolo in modo da interpretare più facilmente i risultati dell'inversione ma non troppo piccolo perché il risultato, in questo caso, potrebbe essere troppo grossolano e pertanto alcune interessanti caratteristiche potrebbero non essere riconosciute. Inoltre per ogni parametro indipendente deve essere definita la regione nello spazio del modello in cui il

valore del parametro è ricercato (Panza et al., 2007a). Sia i risultati dell'approccio linearizzato che quelli del trial and error, sono essenzialmente dipendenti dalle informazioni a priori, in base alle quali vengono indicati i possibili limiti di definizione della regione all'interno della quale esistono le cross-section, ossia l'insieme di soluzioni che soddisfano i dati.

Noto l'errore sperimentale esistente sulle velocità di gruppo e/o di fase è possibile stimare la risoluzione dei parametri, calcolando le derivate parziali della curva di dispersione rispetto ai parametri da invertire (Panza, 1981). La parametrizzazione per l'inversione è definita cosicché gli step di variazione dei parametri sono minimi sotto la condizione:

$$\sum_j \left(\frac{\partial V(T_i)}{\partial P_j} \right) \partial P_j = \sigma(T_i) \quad (14)$$

Dove $V(T_i)$ è la velocità di fase e/o di gruppo relativa all'iesimo periodo T_i , σ è la deviazione standard associata alla velocità media calcolata per ciascun periodo, e P_j l'iesimo parametro rispetto al quale vengono calcolate le derivate (Nunziata, 2010).

Lo spazio multidimensionale dei parametri è diviso in una griglia, ai nodi della quale viene calcolata la differenza tra la curva di dispersione teorica (calcolata tramite la somma dei modi per la struttura di partenza) (Panza, 1981) e quella sperimentale. Il modo più semplice per costruire la griglia è scegliere i nodi equidistanti lungo gli assi dei parametri ad intervalli regolari (metodo trial and error), in modo tale da ricercare la soluzione di minimo in maniera sistematica. Il passo lungo ciascun asse deve essere dello stesso ordine di grandezza del potere di risoluzione sui singoli parametri. Affinché il metodo sia applicabile è necessario che il numero dei parametri (N) non sia troppo grande, altrimenti il numero dei nodi diventa troppo elevato essendo il numero dei nodi pari a K^N , dove K e' il numero di valori distinti che ogni parametro può assumere. La procedura di Montecarlo velocizza questa ricerca, considerando una serie di punti scelti casualmente nello spazio dei parametri: i punti soluzione vengono quindi trovati in maniera random. Lo spazio dei parametri viene investigato con il metodo Montecarlo fin quando non viene individuata una soluzione del tipo:

$$X(P_1, P_2, \dots, P_j)$$

Con il metodo trial and error, invece, vengono esaminati i punti X' vicini al minimo:

$$X' = (P_j + n \, dP_j) \quad j=1, 2, \dots, N$$

Dove dP_j e' il passo lungo l'asse del parametro P_j coincidente con il potere risolutivo $\sigma(T_i)$, mentre $n=0, 1, 2, \dots, N$ è una quantità intera positiva il cui limite superiore, per ogni P_j , dipende dall'intervallo di variabilità del parametro stesso. Una volta esplorati tutti i punti intorno al minimo X , il metodo Montecarlo individua una nuova soluzione $Y(P_1, P_2, \dots, P_N)$, per la quale si ripete la

ricerca trial and error. Tale processo continua fin quando non viene esplorato l'intero spazio dei parametri.

L'output di Hedgehog è costituito da una serie strutture equivalenti, che hanno superato una prima selezione, cioè quella della differenza tra l'r.m.s. calcolato per ognuna e il limite di confidenza imposto. In genere per ritenere accettabile un set di soluzioni bisogna verificare che tutti i parametri varino almeno una volta e che il numero delle soluzioni sia al massimo uguale al numero dei parametri variabili, al fine di rendere determinato (o sottodeterminato) il problema inverso.

Tipicamente esistono due approcci per scegliere un modello come rappresentativo: il primo, proposto da Shapiro and Ritzwoller (2002), che consiste nello scegliere il modello mediano su tutte le soluzioni, il secondo consiste nello scegliere la soluzione caratterizzata dall' r.m.s. minimo. Un approccio alternativo ai due appena proposti consiste nello scegliere la soluzione caratterizzata dall'r.m.s. (per le velocità di fase e/o di gruppo) più prossimo all'r.m.s. medio calcolato su tutte le soluzioni, in modo da ridurre la proiezione di possibili errori sistematici nel modello strutturale (Panza, 1981; Boyadzhiev et al., 2008)

Capitolo 3

Analisi dei segnali di cross-correlazione di rumore sismico: procedure e problematiche

3.1 Acquisizione dei dati

Al fine di definire le strutture crostali della Piana Campana, in termini di modelli di V_S in funzione della profondità, sono state effettuate registrazioni di rumore sismico con coppie di ricevitori ubicati ai bordi di essa (Fig. 3.1, Tabb. 3.1-2). L'analisi di tali registrazioni è stata effettuata con la tecnica di cross-correlazione su coppie di sensori in registrazione sincrona. La funzione ottenuta tramite questa procedura, come illustrato nel paragrafo 2.1, è proporzionale alla funzione di Green del mezzo (pacchetto delle onde superficiali).

Il data-set analizzato consiste in:

- 1) registrazioni acquisite con le stazioni accelerometriche a larga banda in dotazione all'Osservatorio Geofisico – sezione Sismologia (OGSISM) del dipartimento di Scienze della Terra (Università di Napoli, Federico II), che hanno acquisito in continuo per un periodo temporale complessivo di 1 anno (Aprile 2009 – Aprile 2010), consentendo la definizione di 6 tragitti d'indagine.
- 2) registrazioni nei mesi di febbraio/marzo/aprile 2010, effettuate dalle stazioni a larga banda della rete di monitoraggio dell'INGV - Osservatorio Vesuviano nei Campi Flegrei, che sono state cross-correlate con quelle acquisite dalle stazioni dell'Osservatorio Geofisico nello stesso periodo, definendo altri 12 potenziali cammini di indagine.
- 3) misure effettuate nel 2006 tra Napoli e Trecase al Vesuvio, utilizzando sempre le stazioni dell'Osservatorio Geofisico.

Cammini di rumore analizzati	Distanza (km)	Periodo acquisizioni	Sigla stazioni
Napoli – Caserta (*)	28.31 km	(aprile – ottobre 2009)	SMN - CE
Napoli – Castelvolturno(*)	33.10 km	(aprile – ottobre 2009)	SMN - CV
Castel Volturno – Caserta (*)	34.58 km	(aprile – ottobre 2009)	CV - CE
Napoli – Pietramelara (*)	47.26 km	(ottobre 2009 – aprile 2010)	SMN - PTM
Napoli – Roccarainola (+)	28.61 km	(marzo – aprile 2010)	SMN - ROC
Roccarainola – Pietramelara (-)	45.41 km	(marzo – aprile 2010)	ROC -PTM
M.Santangelo – Rocca (+)	34.80 km	(febbraio –aprile 2010)	CMSA - ROC
Solfatara – Rocca (-)	38.17 km	(febbraio –aprile 2010)	ARCO - ROC
Arco Felice – Rocca (-)	42.46 km	(febbraio –aprile 2010)	ARCO - ROC
Quarto – Rocca (-)	35.174 km	(febbraio –aprile 2010)	QUAR - ROC
M.Santangelo – Pietramelara (-)	47.87 km	(febbraio –aprile 2010)	CMSA - PTM
Solfatara – Pietramelara (-)	49.18 km	(febbraio –aprile 2010)	CSOB - PTM
Arco Felice – Pietramelara (+)	47.89 km	(febbraio –aprile 2010)	ARCO - PTM
Quarto – Pietramelara (-)	42.69 km	(febbraio –aprile 2010)	QUAR - PTM
Napoli – Monte Sant’ Angelo (*)	6.51 km	(febbraio –aprile 2010)	SMN - CMSA
Napoli – Solfatara (-)	9.84 km	(febbraio –aprile 2010)	SMN - CSOB
Napoli – Arco Felice (+)	13.90 km	(febbraio –aprile 2010)	SMN - ARCO
Napoli – Quarto (*)	9.77 km	(febbraio –aprile 2010)	SMN - QUAR
Napoli – Trecase (*)	16.12 km	(Agosto – Settembre 2006)	SMN - FTC

Tab. 3.1 tragitti analizzati: (*) indica i cammini per i quali sono state estratte le curve di dispersione del modo fondamentale delle onde superficiali ed invertite le curve di dispersione medie; (+) indica i cammini per i quali è stata riconosciuta una funzione di cross-correlazione ma non è stato possibile calcolare una curva di dispersione media, poiché le misure non erano sufficienti; (-) indica quei cammini per i quali, problemi sulle misure hanno inficiato la riuscita dell'esperimento.

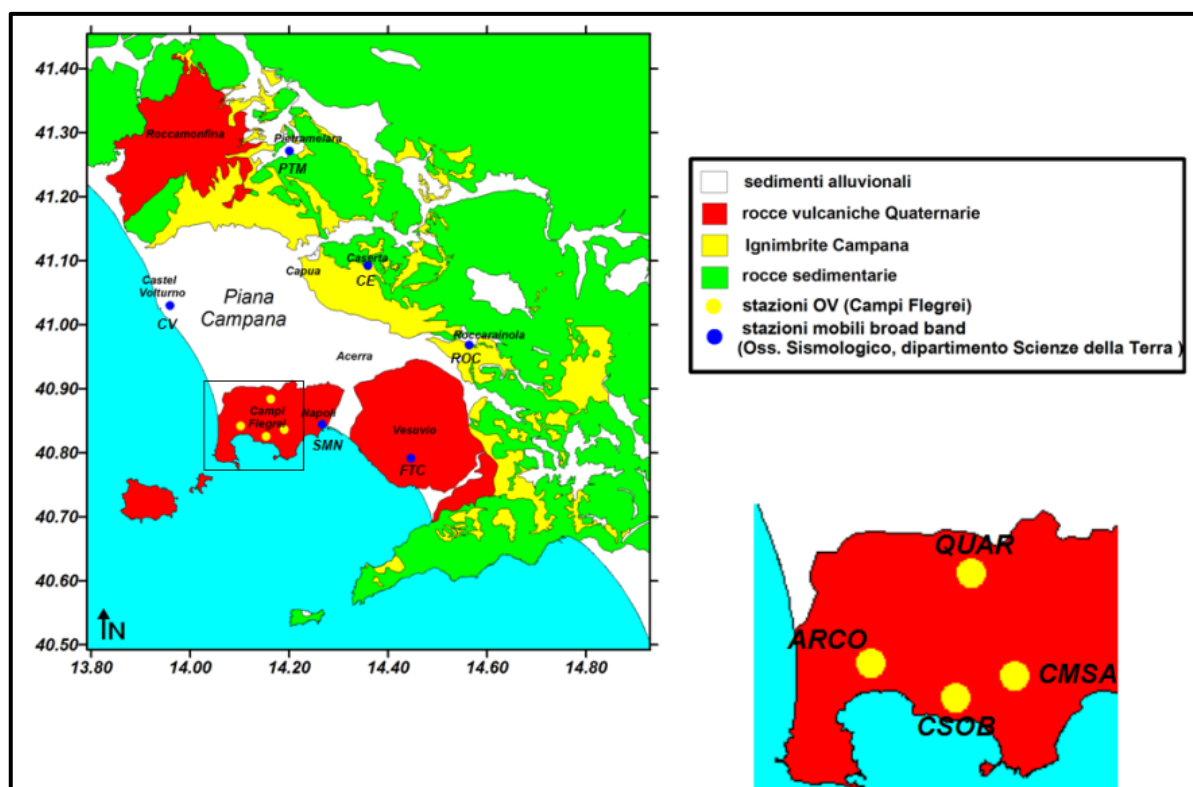


Fig. 3.1 Ubicazione delle stazioni utilizzate nelle sperimentazioni di cross-correlazione di rumore sismico.

Stazione	Coordinate	sensore	Network
SMN	40.8470 N; 14.2572 E	Episensor ES-T FBA	OGSISM
CV	41.0280 N; 13.9460 E	Episensor ES-T FBA	OGSISM
CE	41.0970 N; 14.3480 E	Episensor ES-T FBA	OGSISM
PTM	41.2680 N; 14.1865 E	Episensor ES-T FBA	OGSISM
ROC	40.9707 N; 14.5561 E	Episensor ES-T FBA	OGSISM
FTC	40.7960 N; 14.4390 E	Episensor ES-T FBA	OGSISM
CMSA	40.8382 N; 14.1818 E	Guralp CMG 40 T	OV
CSOB	40.8275 N; 14.4443 E	Guralp CMG 40 T	OV
ARCO	40.8438 N; 14.0933 E	Guralp CMG 40 T	OV
QUAR	40.8856 N; 14.1538 E	Guralp CMG 40 T	OV

Tab. 3.2 Tabella riepilogativa delle stazioni utilizzate, con coordinate geografiche, specifiche del sensore e network di appartenenza.

Le stazioni accelerometriche a larga banda dell'Osservatorio Geofisico hanno sensori Episensor ES-T FBA (Force Balanced Accelerometer) a tre componenti con risposta piatta in frequenza da DC a 200 Hz. I dati acquisiti dal sensore vengono digitalizzati in counts da una stazione Kinematics Q330 con frequenze di campionamento variabile (1, 20 e 100 Hz).

Le stazioni digitali a larga banda dell'INGV - Osservatorio Vesuviano (Campi Flegrei) sono costituite da sensori a 3 componenti Guralp CMG-40T con risposta in frequenza 0.016-50Hz. I dati sono digitalizzati, sempre in counts, con una frequenza di campionamento di 100 Hz, da un acquisitore locale costituito da una stazione Kinematics K2.

3.2 Analisi di NCF

Lo step preliminare all'analisi dei segnali per il calcolo della cross-correlazione del rumore sismico, è quello di definire la lunghezza d'onda massima campionabile (λ_{\max}) e quindi il periodo massimo investigato (τ_{\max}) lungo i cammini analizzati. Conoscendo la distanza tra i due ricevitori si calcola $\lambda_{\max} = \Delta/3$ (dove Δ è la distanza sorgente-ricevitore) (Bensen et al., 2007; De Nisco and Nunziata, 2011) quindi, assumendo dei valori realistici di velocità di fase c , per le onde superficiali, si può calcolare $\tau_{\max} = \lambda_{\max}/c$. Calcolati in questo modo i τ_{\max} per ogni cammino, possono essere anche stimate le velocità di gruppo se sono disponibili i dati di dispersione estratti dai terremoti a scala locale e regionale. In questo caso "fortunato", essendo nota la distanza tra i ricevitori, si può avere anche una stima del tempo d'arrivo della fase più veloce del pacchetto delle onde superficiali sul segnale di cross-correlazione. Tale criterio è stato applicato a tutti i cammini analizzati (Tab. 3.3), disponendo almeno dei dati di dispersione delle velocità di gruppo e di fase a scala regionale (cella A4 in Panza et al., 2007a), ed avendo una conoscenza, anche se grossolana, dei litotipi attraversati.

N ° Tragitto	λ_{\max}	c(km/s)	$\tau_{\max}(s)$
SMN – CE	9 km	1.8 – 2.2	4.00 – 5.00
SMN – CV	11 km	1.9 – 2.3	4.78 – 5.78
CV – CE	12 km	2.0 – 2.4	5.00 – 6.00
SMN – PTM	16 km	2.4 – 2.8	5.70 – 6.60
SMN – ROC	10 km	2.0 – 2.4	4.20 – 5.00
ROC – PTM	15 km	2.5 – 2.9	5.17 – 6.00
CMSA – ROC	12 km	2.0 – 2.4	5.00 – 6.00
CSOB – ROC	13 km	2.0 – 2.4	5.40 – 6.50
ARCO – ROC	14 km	2.1 – 2.5	5.60 – 6.70
QUAR – ROC	12 km	2.0 – 2.4	5.00 – 6.00
CMSA – PTM	14 km	2.2 – 2.6	5.40 – 6.40
CSOB – PTM	16 km	2.2 – 2.6	6.60 – 7.30
ARCO – PTM	16 km	2.2 – 2.6	6.60 – 7.30
QUAR – PTM	14 km	2.1 – 2.5	5.60 – 6.70
SMN – CMSA	2 km	0.8 – 1.2	1.60 – 2.50
SMN – CSOB	3 km	0.9 – 1.3	2.30 – 3.30
SMN – ARCO	5 km	1.2 – 1.6	3.10 – 4.20
SMN – QUAR	3 km	1.0 – 1.4	2.14 – 3.00
SMN - FTC	5km	1.2 – 1.6	3.10 – 4.20

Tab. 3.3 Tabella riassuntiva delle lunghezze d'onda e periodi campionabili per i cammini d'indagine, assumendo dei range di velocità realistici per i litotipi attraversati.

Nel seguito vengono illustrate le fasi di analisi dei segnali che sono state applicate a tutte le coppie di stazioni analizzate.

3.2.1 Preparazione dei segnali alle singole stazioni

Le registrazioni in continuo acquisite dalle stazioni Q330, accelerazioni con frequenza di campionamento di 20 Hz, sono state spaccettate in segnali di durata giornaliera, che sono stati convertiti da miniseed a sac per gli step successivi di elaborazione eseguiti utilizzando il software SAC (seismic analysis code) (Goldstein et al., 2003).

Alle tracce così ottenute, è stata rimossa la media ed il trend, e successivamente effettuata un'operazione di integrazione per convertirle in velocità, cui è seguito un filtro passa alto tipo Butterworth (con frequenza di taglio pari a 0.05 Hz) per attenuare le basse frequenze introdotte da tale procedura, che modulavano i segnali distorcendoli.

I segnali sono stati quindi ruotati per ottenere le componenti radiale e trasversale del moto, nella direzione dell'allineamento della coppia di stazioni da confrontare. Quest'ultimo procedimento viene effettuato sulle componenti orizzontali e consiste nell'allineare una delle due componenti con il back-azimuth del vettore ricevitore-sorgente (componente radiale) e l'altra ortogonale a tale direzione (componente trasversale).

Le registrazioni fornite dall'Osservatorio Vesuviano erano già spaccettate in segnali giornalieri (velocità) in formato sac. Su tali segnali, digitalizzati con frequenza di campionamento a 100 Hz, è

stata eseguita una decimazione a 20 Hz, dopodiché sono stati effettuati i medesimi passaggi descritti per le stazioni dell' Osservatorio Geofisico, ad eccezione dell'integrazione essendo già in velocità.

Le tracce così elaborate sono state normalizzate a 1 bit, procedura che consiste nel sostituire, alle ampiezze positive il valore +1 mentre a quelle negative il valore -1, mantenendo così solo il segno del segnale (tra gli altri Campillo and Paul, 2003; Shapiro and Campillo, 2004; Larose et al., 2004). Con la normalizzazione 1 bit le frequenze relative alle varie fasi presenti nel segnale hanno tutte lo stesso peso cosicché, nella successiva fase di cross-correlazione, vengono ad esaltarsi solo quelle coerenti nelle registrazioni delle stazioni messe a confronto e che si ripetono più volte durante l'arco delle singole giornate: questa procedura serve a minimizzare l'effetto di eventuali transienti sismici nella registrazione e più in generale il contributo di sorgenti non stazionarie e di conseguenza, ad esaltare il rapporto segnale/rumore.

3.2.2 Cross-correlazione giornaliera e media mensile

Il procedimento di cross-correlazione è stato effettuato utilizzando di volta in volta due ricevitori, uno considerato come master, ossia come coincidente con la sorgente del campo d'onda misurato, e l'altro come slave ossia come stazione ricevente. Quindi i segnali di durata giornaliera, filtrati in una banda di frequenza coerente con quella attesa (Tab. 3.3), sono stati "confrontati" utilizzando una finestra di campionamento temporale variabile, a seconda degli array definiti (vedi Tab. 3.1), da 60 a 100s, con la subroutine correlate in SAC.

Le cross-correlazioni giornaliere risultanti, medie delle cross-correlazioni effettuate tra le due stazioni finestra per finestra, si presentano come funzioni composte di una parte con tempi positivi e una con tempi negativi (parte causale ed anticausale): la parte causale rappresenta la propagazione del campo d'onda dalla stazione master a quella ricevente, viceversa quella anticausale ne rappresenta la propagazione nel verso opposto.

Le cross-correlazioni giornaliere sono state successivamente mediate, attraverso un'operazione di stacking, su intervalli temporali più grandi, solitamente un mese, questo per avere un segnale risultante da campi d'onda che statisticamente avessero campionato più volte il tragitto esaminato. Successivamente allo stacking dei segnali, è stata talvolta applicata una simmetrizzazione delle tracce, operazione che consiste nel mediare la parte positiva e negativa del segnale al fine di enfatizzare il rapporto segnale/rumore (Bensen et al., 2007; De Nisco and Nunziata, 2011).

3.2.3 Misura della dispersione delle velocità di gruppo

Le cross-correlazioni medie mensili (componenti radiali e verticali) sono state analizzate attraverso la tecnica di analisi multifiltro FTAN (paragrafo 2.2) al fine di estrarre una curva di dispersione del modo fondamentale delle velocità di gruppo delle onde superficiali di Rayleigh.

3.3 Problematiche della NCF

Vengono proposti nel seguito esempi di diverse problematiche emerse in fase di analisi per gli esperimenti di cross-correlazione (Tab. 3.1)

3.3.1 Stabilità

In questo paragrafo si cerca di valutare quale sia l'intervallo temporale minimo di acquisizione utile per avere una funzione di cross-correlazione stabile per la scala investigata. Ciò può essere ovviamente desunto a posteriori, avendo effettuato misure per un periodo sufficientemente lungo, durante il quale viene osservata una ripetibilità dei risultati.

Il tragitto che si è deciso di presentare come esempio è quello di Napoli (SMN) – Caserta (CE) (Fig. 3.2) che attraversa il lato orientale della Piana Campana, passando per la depressione di Acerra.

Le cross-correlazioni medie mensili di questo tragitto sono relative al periodo aprile – ottobre 2009 (Tab. 3.1). Per questo esperimento sono state utilizzate due stazioni dell'Osservatorio Geofisico: una fissa, ubicata nelle fondazioni del complesso di San Marcellino a Napoli (SMN), l'altra installata presso lo scantinato di un'abitazione privata a Caserta (CE). Nel procedimento di cross-correlazione, SMN è stata considerata come master in quanto più prossima al mare, che per i periodi investigati, viene considerato come sorgente principale del campo di noise (vedi par. 2.2).

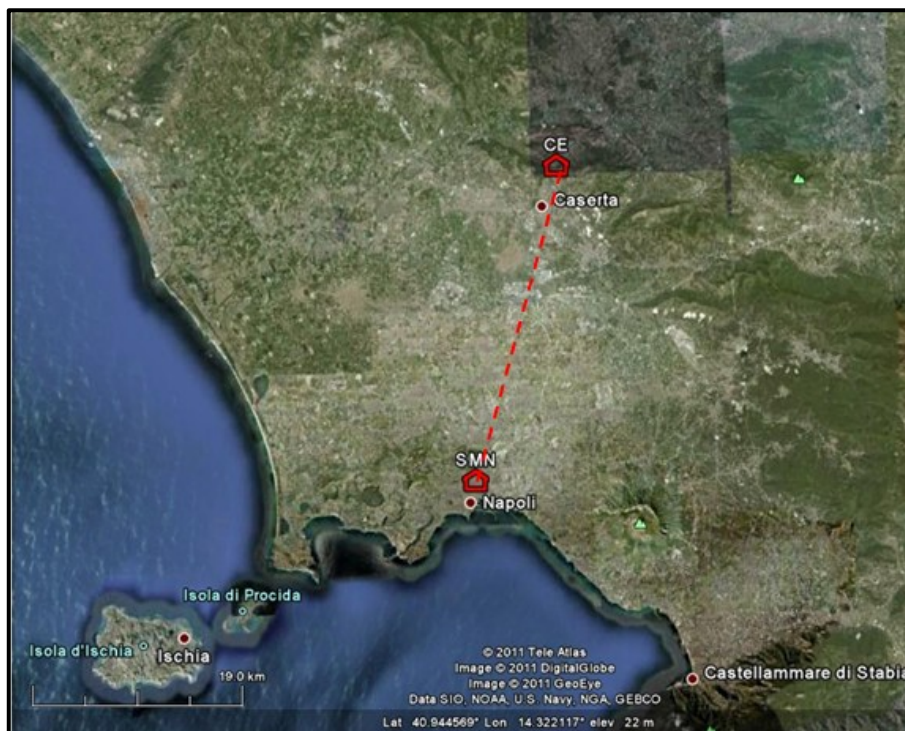


Fig. 3.2 Ubicazione del tragitto Napoli (SMN) – Caserta (CE).

Fasi di analisi nella cross-correlazione giornaliera

Nella Fig. 3.3 vengono mostrate le diverse fasi per il calcolo delle cross-correlazioni giornaliere. In (a) sono mostrate le registrazioni (accelerazioni) nelle due stazioni SMN e CE. Nel grafico successivo (b) sono illustrate le stesse tracce a cui è stata rimossa la media ed il trend, poi convertite in velocità attraverso un processo di integrazione. Segue la normalizzazione 1 bit in (c), e quindi i grafici degli autospettri in (d), osservando i quali si evince che entrambe le stazioni presentano due picchi principali uno al di sotto di 0.1 Hz e un altro tra 0.2-0.6 Hz, coerenti con quelli osservati per i microsismi (Fig. 2.1). In (e) ed (f) vengono rappresentate le cross-correlazioni giornaliere ed i rispettivi spettri di ampiezza, inerenti a diversi filtri (tipo butterworth) dei segnali: un filtro passa alto a 0.05 Hz, un filtro passa alto a 0.1 Hz ed infine un passa banda di 0.1-1 Hz. Con il filtro passa alto di 0.05 Hz, oltre al pacchetto delle onde superficiali già definito e visibile nella parte causale della cross-correlazione, si nota come al segnale utile appare sovrapposto un trend a bassa frequenza, che suggerisce di dover usare una frequenza di taglio più alta per migliorare il rapporto segnale/rumore: la distanza tra i due ricevitori, ovviamente, non è sufficiente a campionare tale frequenza. Nel filtro passa alto a 0.1 Hz tale disturbo viene già eliminato ma la presenza di picchi spuri ad alta frequenza richiede un successivo filtro passa banda tra 0.1-1 Hz. In (g) viene infine messo a confronto la stessa cross-correlazione giornaliera senza e con normalizzazione 1 bit: in entrambi i casi il pacchetto delle onde superficiali è ben distinto e la forma d'onda è coerente.

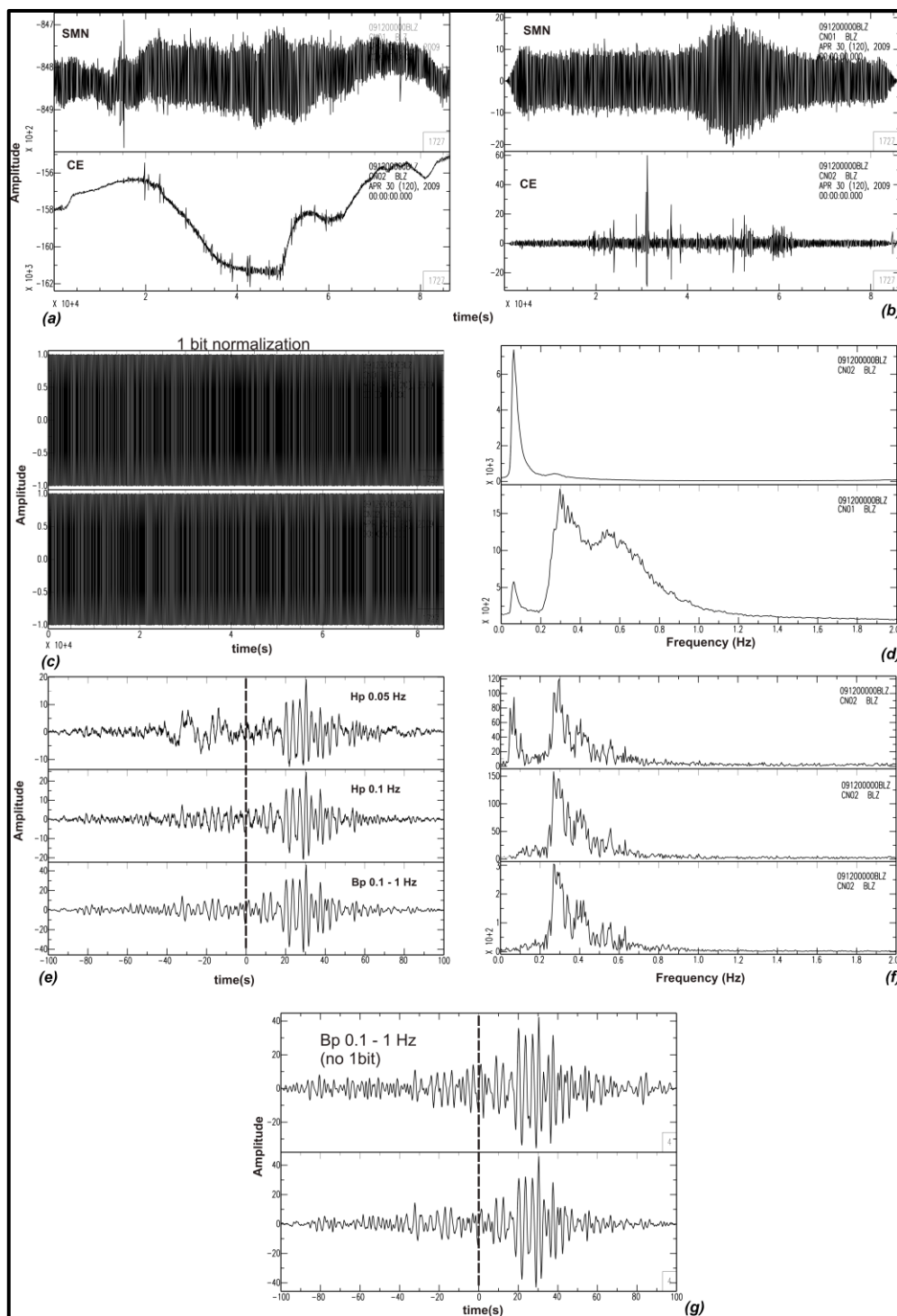


Fig. 3.3 Esempio di analisi di cross-correlazione su una giornata di registrazione (componente verticale della giornata 30 Aprile) tra le due stazioni ubicate a Napoli (SMN) e Caserta (CE) : (a) registrazione giornaliera in accelerazioni; (b) registrazione giornaliera in velocità; (c) normalizzazione temporale 1 bit; (d) autospettri delle registrazioni normalizzate a 1 bit; (e) cross-correlazione giornaliera effettuata per diverse bande di frequenza; (f) spettri delle cross-correlazioni rappresentate in (e); (g) confronto tra cross-correlazione (passa banda 0.1-1 Hz) eseguita tra le registrazioni in velocità non normalizzate ad 1 bit (in alto) e normalizzate a 1 bit (in basso).

Viene di seguito illustrata (Fig. 3.4) la cross-correlazione effettuata per un'altra giornata "meno tranquilla" di quella precedente: in una delle due stazioni (CE) si osserva uno spike molto energetico di natura antropica. Inoltre entrambe le stazioni hanno registrato un evento appartenente

alla sequenza sismica de L'Aquila (13 Aprile 2009, 21:14:24) che nella stazione di Caserta (evidenziato dal cerchietto rosso) è mascherato dallo spike suddetto (a). La normalizzazione 1 bit in questo caso si mostra essenziale per eliminare l'effetto degli spikes e del terremoto (Fig.3.4e, f).

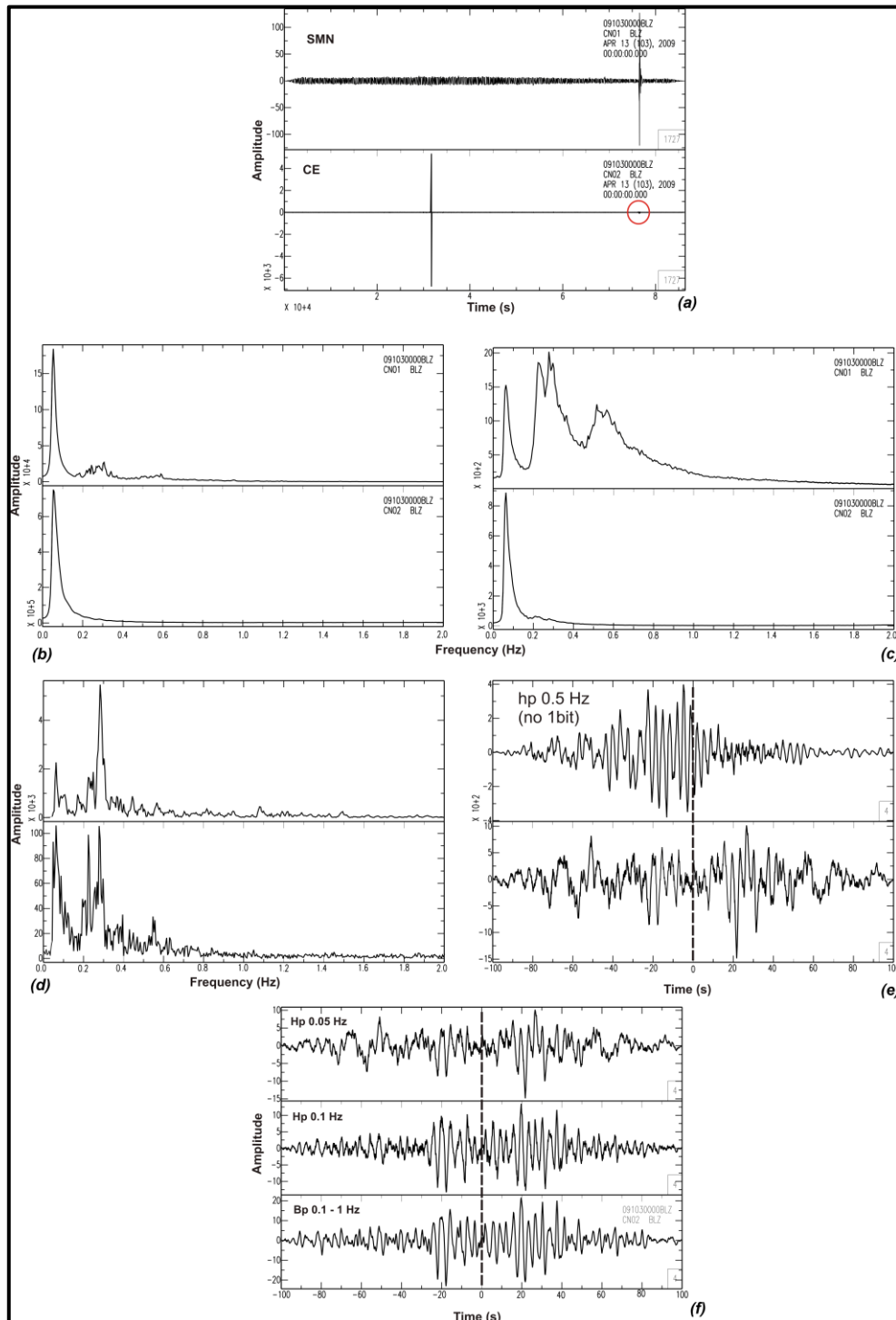


Fig. 3.4 cross-correlazione giornaliera (13 Aprile) delle registrazioni a Napoli (SMN) e Caserta (CE) (componente verticale): (a) registrazioni convertite in velocità, autospettri calcolati per le due stazioni originali (b) e per segnali normalizzati a 1 bit (c); (d) spettro della cross-correlazione giornaliera calcolata senza normalizzazione 1 bit (in alto) e per segnali normalizzati a 1 bit (in basso); (e) confronto tra la cross-correlazione giornaliera con e senza normalizzazione 1 bit (in alto); (f) cross-correlazioni calcolate su segnali normalizzati 1 bit per diversi filtri passa-banda.

L'intervento del terremoto nella composizione della funzione di cross-correlazione è evidente in Fig. 3.4e. Infatti, si osserva un pacchetto di onde che inizia a cavallo dello zero, per poi svilupparsi nella parte anticausale del segnale: ciò implica che il campo d'onda sia passato prima per il ricevitore a Caserta e successivamente per quello a Napoli. Le due stazioni distano rispettivamente dall'evento 176.86 e 198.53 km. Questo contributo viene rimosso con la normalizzazione 1 bit (Fig. 3.4e in basso).

Di seguito in figura 3.5 viene illustrata la NCF calcolata per le tre componenti del moto : verticale (ZZ), radiale (RR) e trasversale (TT), relativa alla giornata del 30 Aprile (Fig. 3.3), per le stazioni SMN e CE. Per tutte e tre le componenti il pacchetto delle onde superficiali viene osservato nella parte causale del segnale, indicando una direzione preferenziale del campo d'onda. Tuttavia il picco massimo osservato sulla componente verticale è piuttosto ritardato rispetto a quello sulla radiale (di ~8 s) mentre sulla trasversale vengono messi in evidenza due pacchetti distinti.

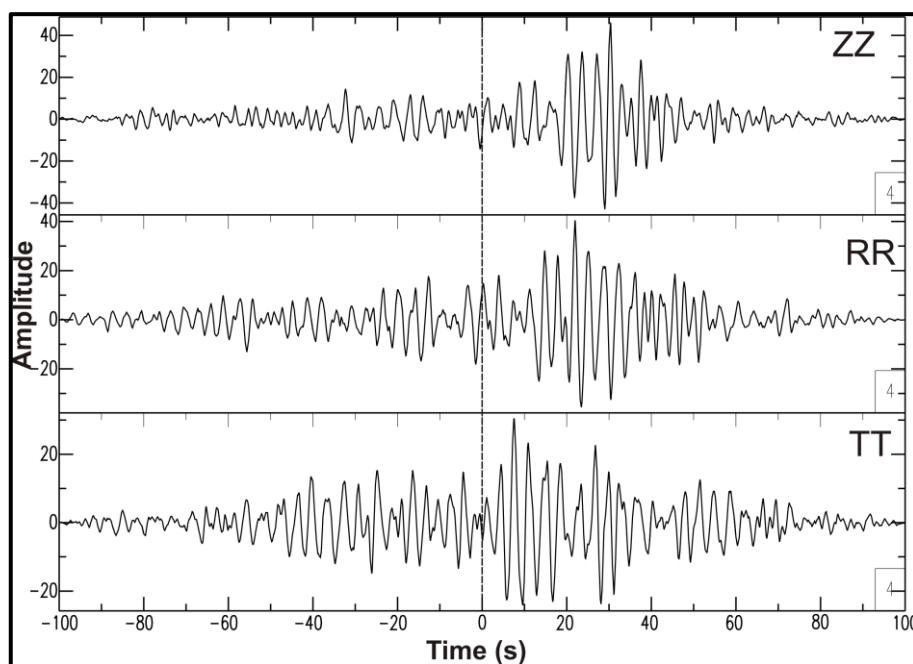


Fig. 3.5 Cross-correlazione giornaliera (30 aprile) per le tre componenti del moto, tra le stazioni SMN e CE.

Nella figura 3.6 viene mostrato un esempio di analisi FTAN sulla componente verticale mostrata in Fig. 3.5.

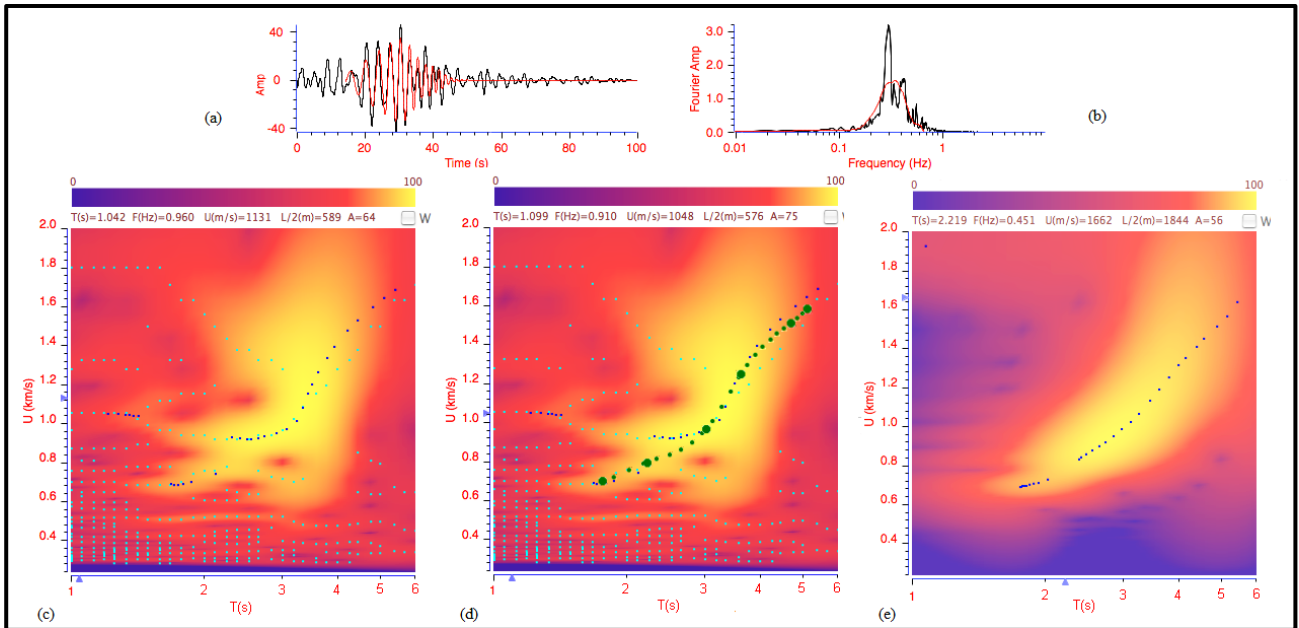


Fig. 3.6 Analisi FTAN eseguita sulla componente verticale mostrata in Fig. 3.5: da sinistra verso destra viene mostrata la mappa FTAN del segnale (c), la selezione della curva di dispersione del modo fondamentale (d) ed infine la mappa FTAN del segnale filtrato (e). In (a) e (b) sono confrontati rispettivamente il segnale originale ed il fondamentale estratto (in rosso) e lo spettro di ampiezza del segnale originale e quello del fondamentale estratto.

Il segnale (Fig. 3.6a) è stato sottoposto ad analisi FTAN dopo avere preventivamente riconosciuto il contenuto energetico, relativo al pacchetto di onde superficiali individuato sulla funzione di cross-correlazione, osservandone lo spettro d'ampiezza in SAC tramite l'algoritmo FFT: il massimo energetico risulta concentrato tra 0.2 e 0.8 Hz (Fig. 3.6b). Sono state valutate le velocità di gruppo delle fasi d'interesse sul sismogramma, l'arrivo del pacchetto risulta a ~ 18 s cui corrisponde una velocità di 1.5 km/s. Quindi è stata effettuata l'analisi FTAN in un range di periodi tra 1 e 6 s e di velocità tra 0.2 e 2 km/s.

Dalla mappa FTAN (Fig. 3.6c) è evidente che l'energia del segnale è concentrata tra poco oltre più di 1 s e ~ 5 s in un range di velocità di gruppo che varia tra 0.6 e ~ 1.6 km/s in accordo con quanto osservato preliminarmente.

Viene mostrato in figura 3.6d il picking (pallini verdi) dei massimi energetici sulla mappa, per estrarre la curva di dispersione del modo fondamentale. Infine viene rappresentata la mappa FTAN del segnale filtrato ottenuto in seguito alla fase di floating point filter successiva alla selezione della curva, che ha consentito di eliminare le fasi non associate al modo fondamentale (Fig. 3.6e).

Un giorno di acquisizione è significativo?

Per i mesi analizzati, sono state osservate altre cross-correlazioni giornaliere, dove emerge un distinto pacchetto delle onde superficiali che non è stabile sia come arrivo della fase più veloce (es. Fig. 3.7a, b) sia come contenuto in frequenza (Fig. 3.8a, b).

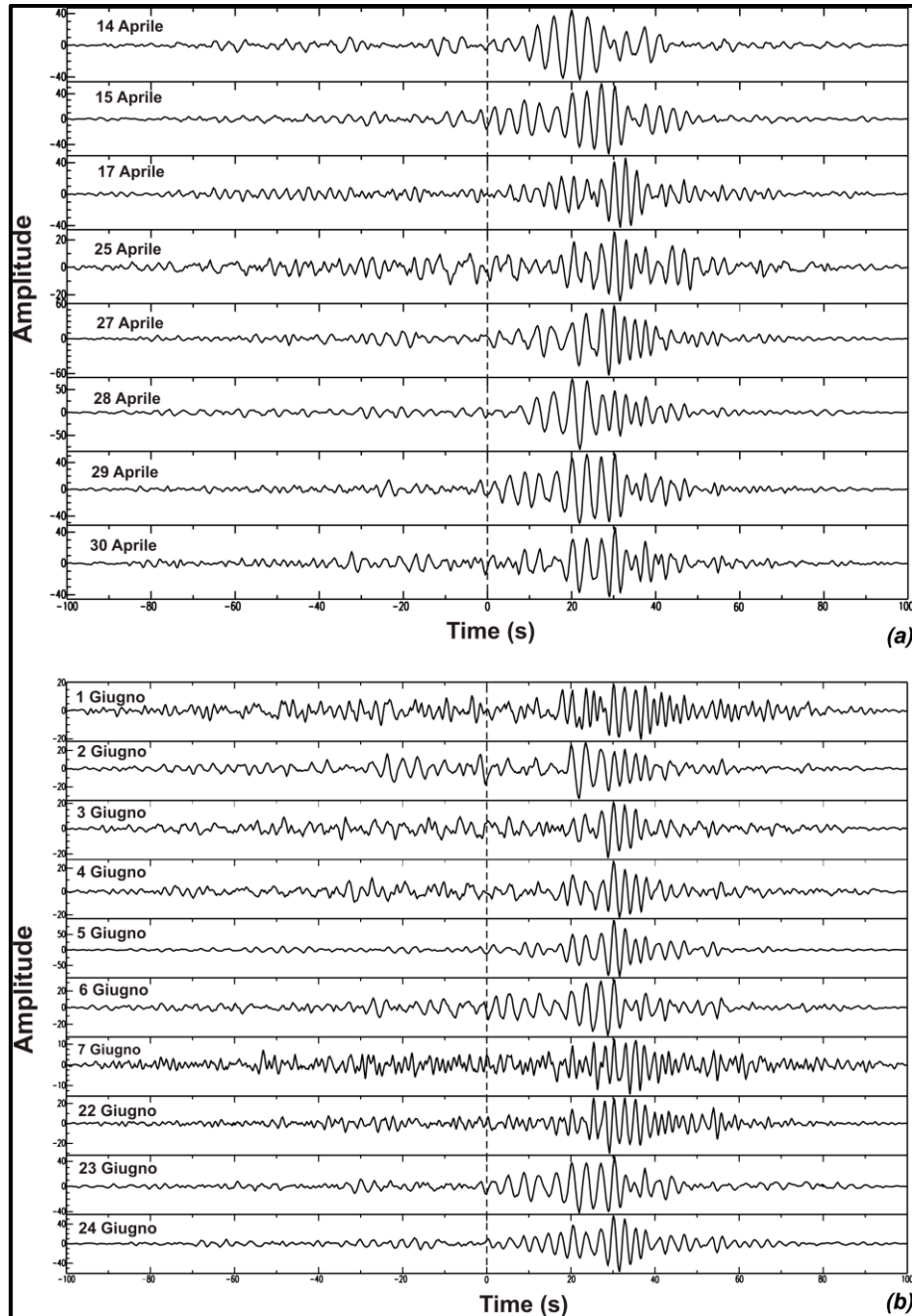


Fig. 3.7 Cross-correlazioni giornaliere (componente verticale) con alto SNR tra quelle dei mesi di aprile (a) e di giugno (b), relative al cammino SMN-CE.

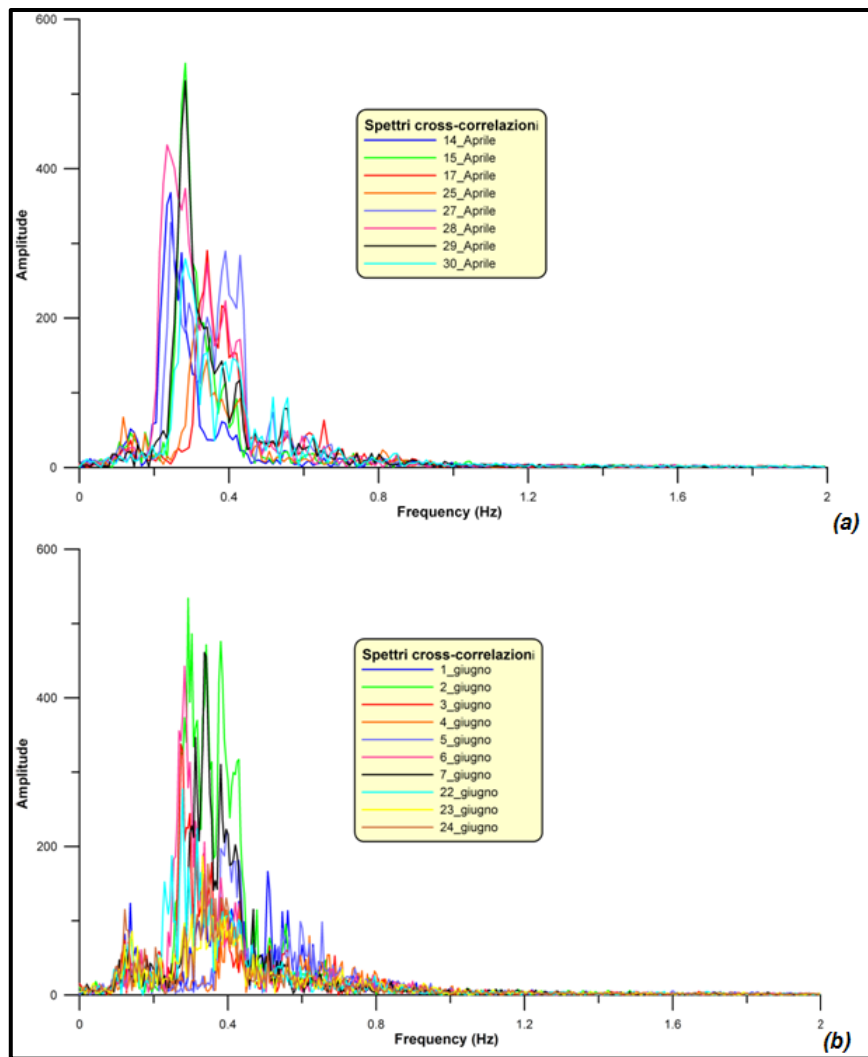


Fig. 3.8 Spettri di ampiezza delle cross-correlazioni mostrate in figura 3.7.

Quanto appena detto viene messo ulteriormente in evidenza dalle mappe FTAN di queste cross-correlazioni giornaliere (Figg. 3.9, 3.10). Si nota in particolare sulle mappe FTAN relative alle NCF scelte tra quelle di giugno, che alcuni giorni campionano un intervallo di periodi più ampio mentre per altre l'energia è concentrata in un range di periodi più stretto.

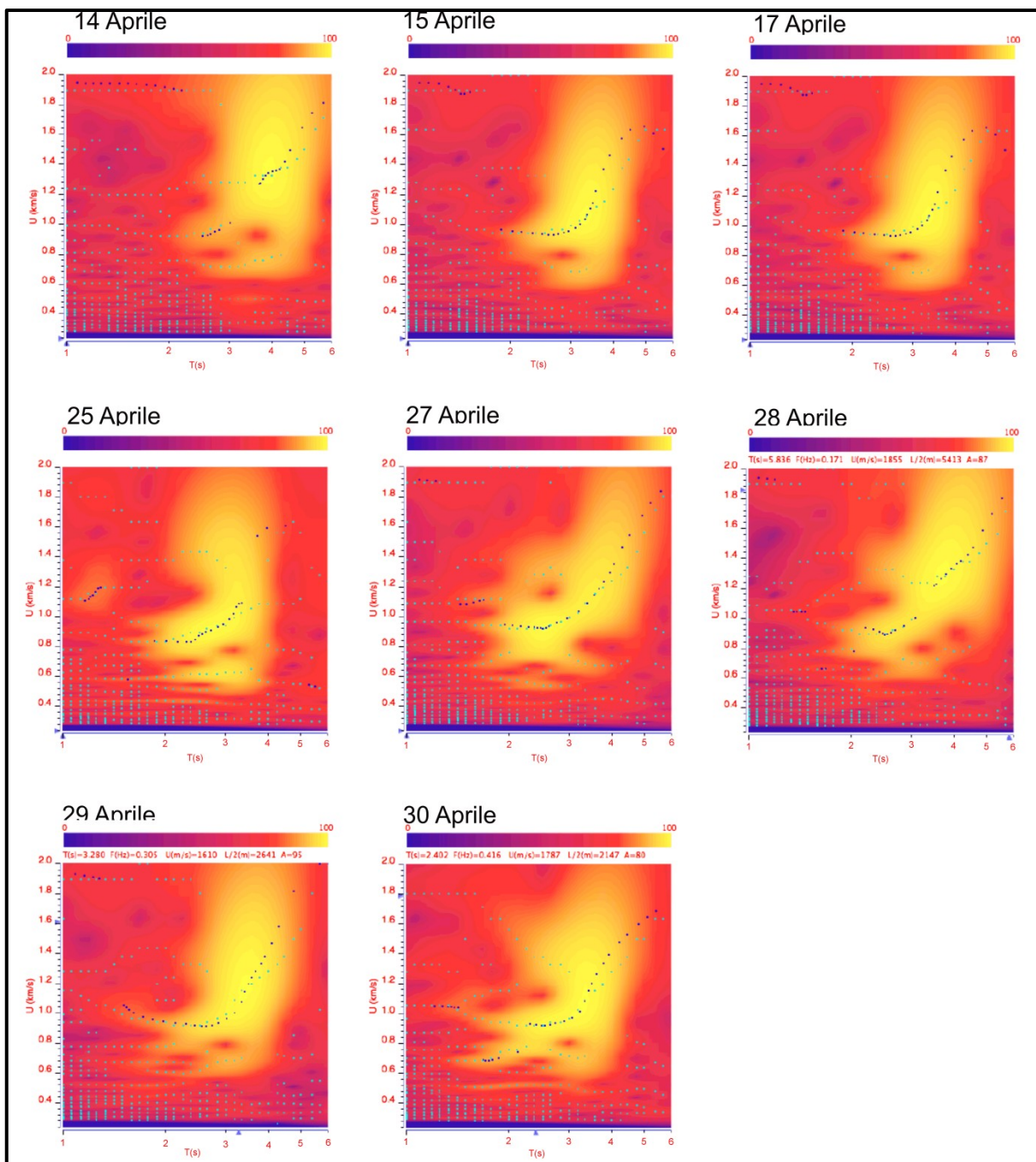


Fig. 3.9 Mappe FTAN delle cross-correlazioni giornaliere tra le stazioni SMN e CE migliori tra quelle di Aprile (Fig. 3.7a).

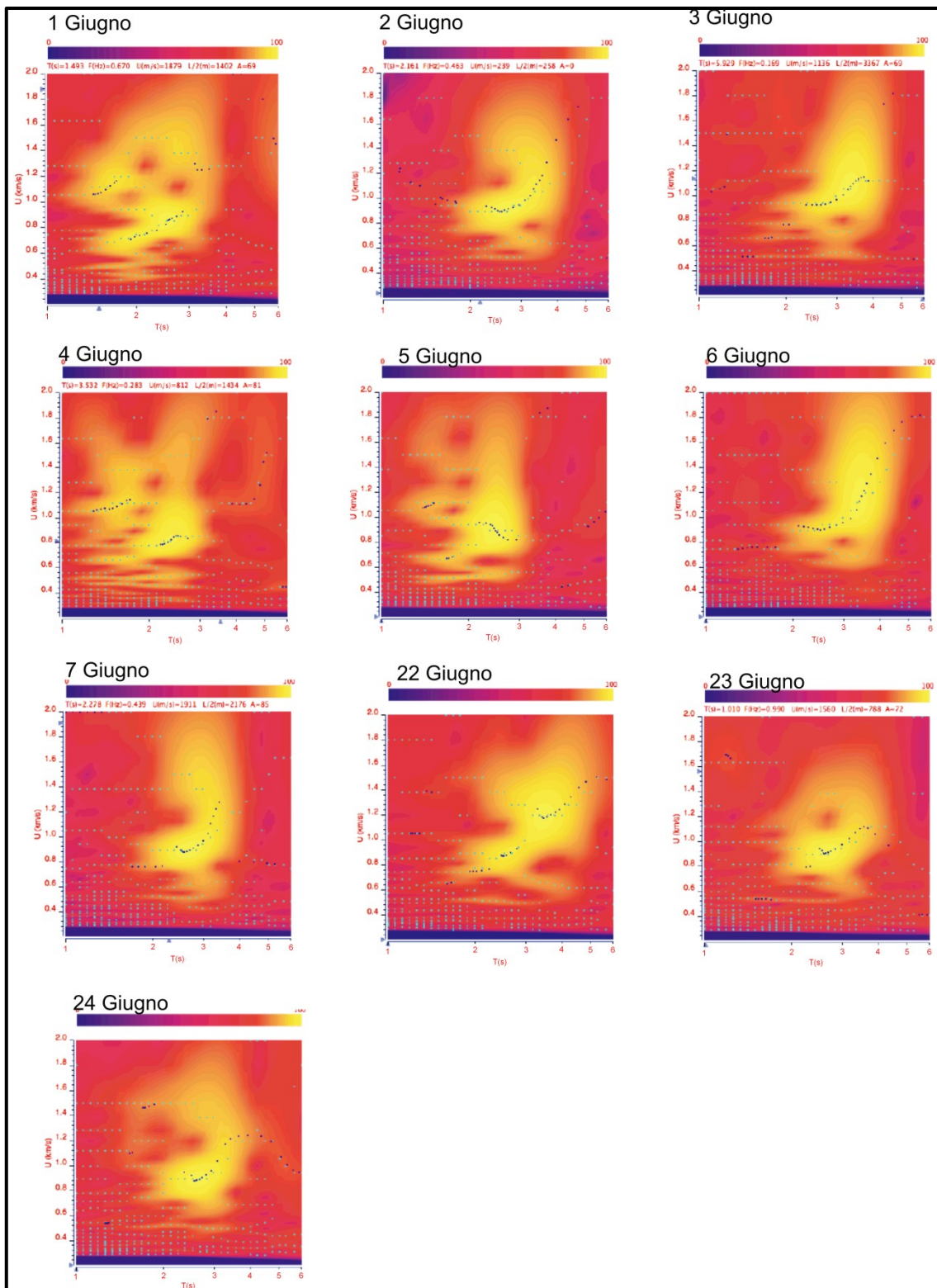


Fig. 3.10 Mappe FTAN delle cross-correlazioni giornaliere tra le stazioni SMN e CE migliori tra quelle di Giugno (Fig. 3.7b).

Risultano invece stabili le cross-correlazioni medie calcolate su intervalli temporali di un mese.

Nelle figure 3.11, 3.12 e 3.13 vengono mostrate le cross-correlazioni medie mensili per le tre componenti del moto (verticale, radiale e trasversale), nella banda di frequenza 0.2-1 Hz. In particolare si evince come sulla componente verticale (Fig. 3.11) venga messo in evidenza un

distinto pacchetto di onde superficiali, coerente con quello osservato sulla NCF giornaliera precedentemente esaminata, stabile per tutti i mesi di acquisizione, sebbene il mese di agosto/settembre appaia maggiormente inficiato da un disturbo a bassa frequenza che si traduce in due pacchetti uno a cavallo dello zero, l'altro a sinistra dello zero.

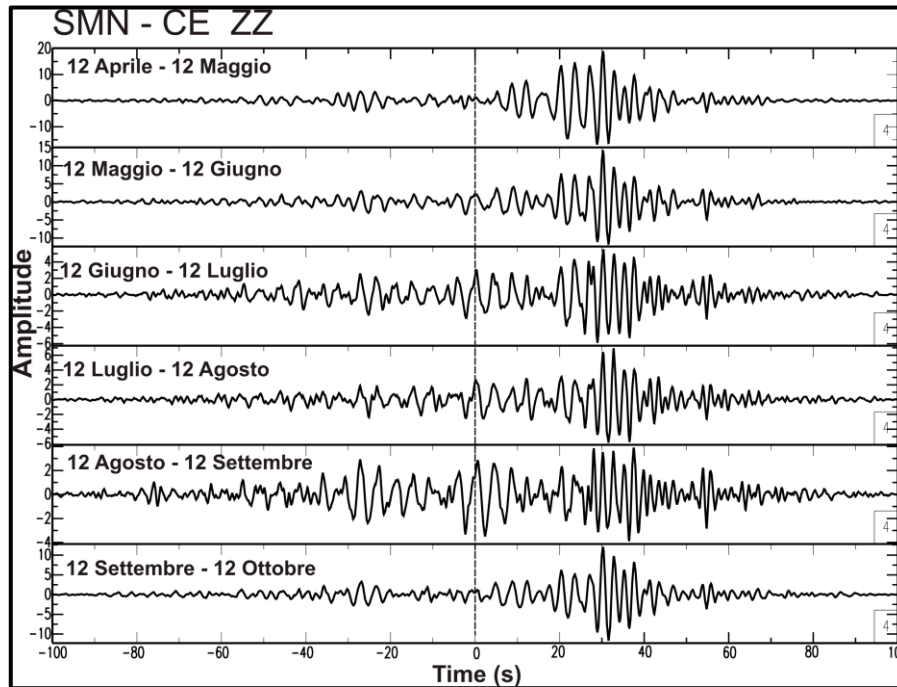


Fig. 3.11 Cross-correlazioni medie mensili (componente verticale) per il cammino SMN-CE.

Anche la componente radiale (Fig. 3.12) si presenta stabile per l'intero intervallo di acquisizione sebbene non sia in accordo con la verticale sia per quanto riguarda il picco massimo del segnale, che si presenta piuttosto anticipato (come si è notato in precedenza per la cross-correlazione giornaliera del 30 Aprile), sia per la presenza di due pacchetti nella parte causale del segnale.

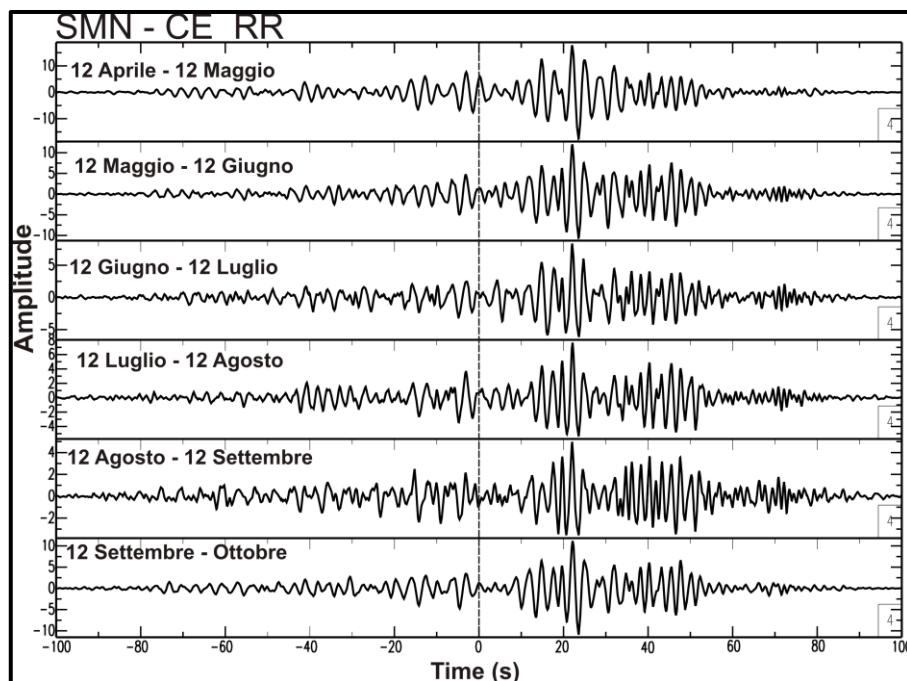


Fig. 3.12 Cross-correlazioni medie mensili (componente radiale) per il cammino SMN-CE.

Infine anche la componente trasversale (Fig. 3.13) è abbastanza stabile nei mesi di osservazione, tuttavia lo scarso rapporto segnale/rumore non consente di mettere in evidenza un distinto pacchetto di onde superficiali, comunque presente nell'intervallo 25-35 s.

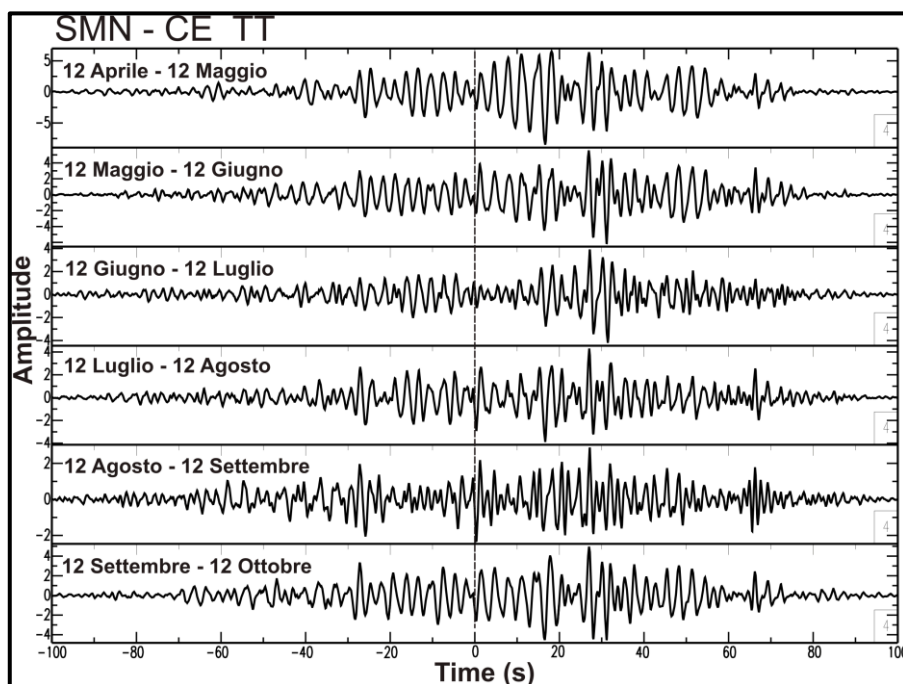
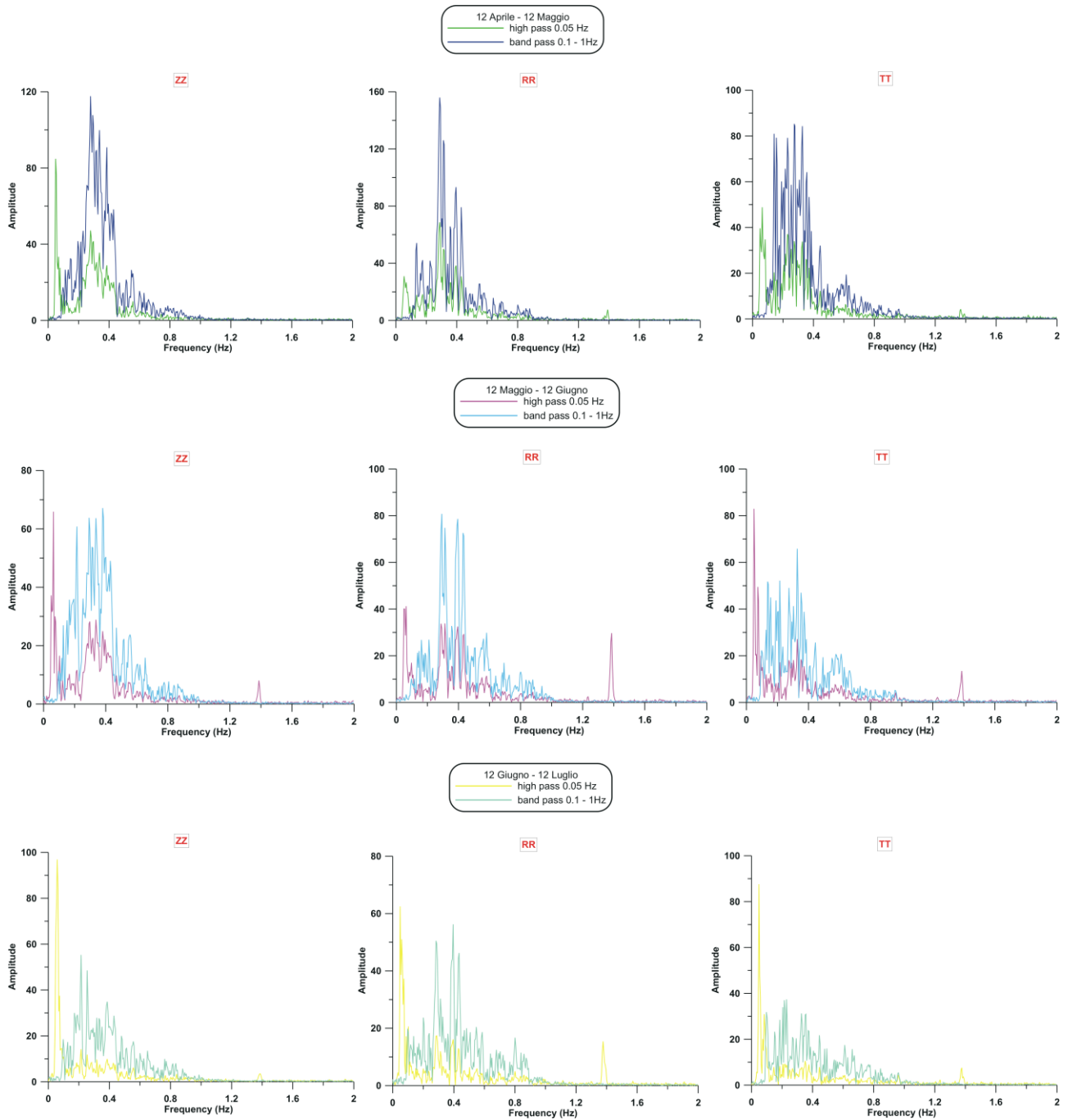


Fig. 3.13 Cross-correlazioni medie mensili (componente trasversale) per il cammino SMN-CE.

Dall'analisi gli spettri delle cross-correlazioni medie mensili (Fig. 3.14) si può notare che, dopo un filtraggio passa alto a 0.05 Hz, c'è un picco al di sotto di 0.1 Hz che rappresenta solo un disturbo

sulla funzione di cross-correlazione in quanto non è una frequenza (e di conseguenza periodo) campionabile per il cammino in esame.



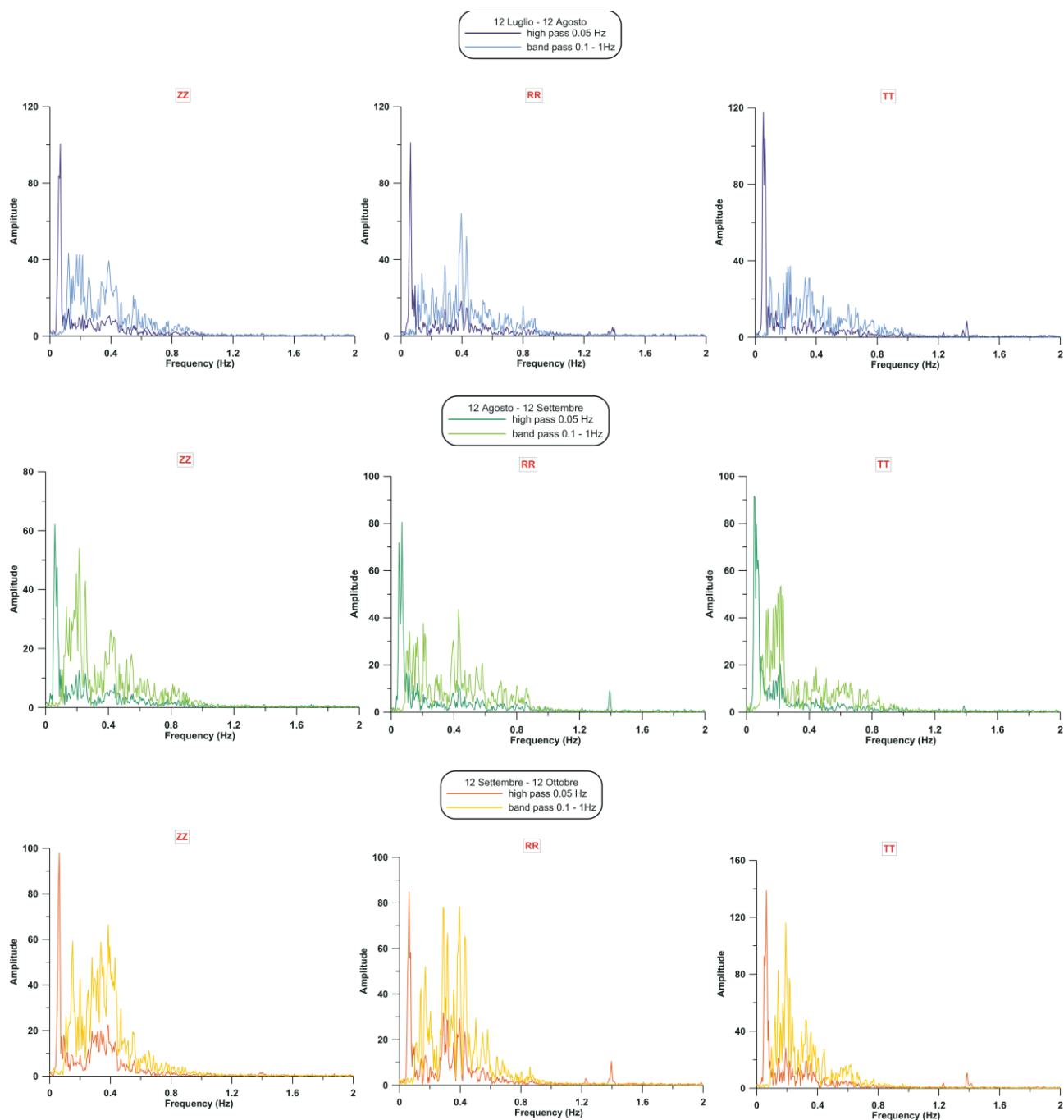


Fig. 3.14 Spettri delle cross-correlazioni medie mensili per le tre componenti del moto ZZ, RR e TT, relative al cammino SMN -CE.

Inoltre si nota la presenza di un picco, più evidente in alcuni mesi rispetto agli altri, a 1.4 Hz. Tale picco in frequenza è stato riscontrato anche in misure di microtremore al Vesuvio (Saccarotti et al., 2001), e viene attribuito ad una sorgente di natura antropica che però non è stata ancora localizzata. Vengono quindi mostrate le mappe FTAN delle cross-correlazioni medie mensili per la componente verticale del moto in Fig. 3.15: la stabilità osservata nel dominio del tempo viene riscontrata anche sulle mappe, dal momento che il trend dei massimi energetici risulta coerente nei vari mesi di osservazione, nonostante il fatto che per alcuni mesi la mappa appaia caratterizzata anche da massimi non associati al modo fondamentale ricercato (es. 12 Agosto - 12 Settembre), che

comunque è stato possibile isolare grazie all'analisi FTAN. Viene proposto infine un esempio di analisi FTAN applicata sulla cross-correlazione media mensile (Fig. 3.16) relativa al periodo 12 Aprile - 12 Maggio con modo fondamentale estratto.

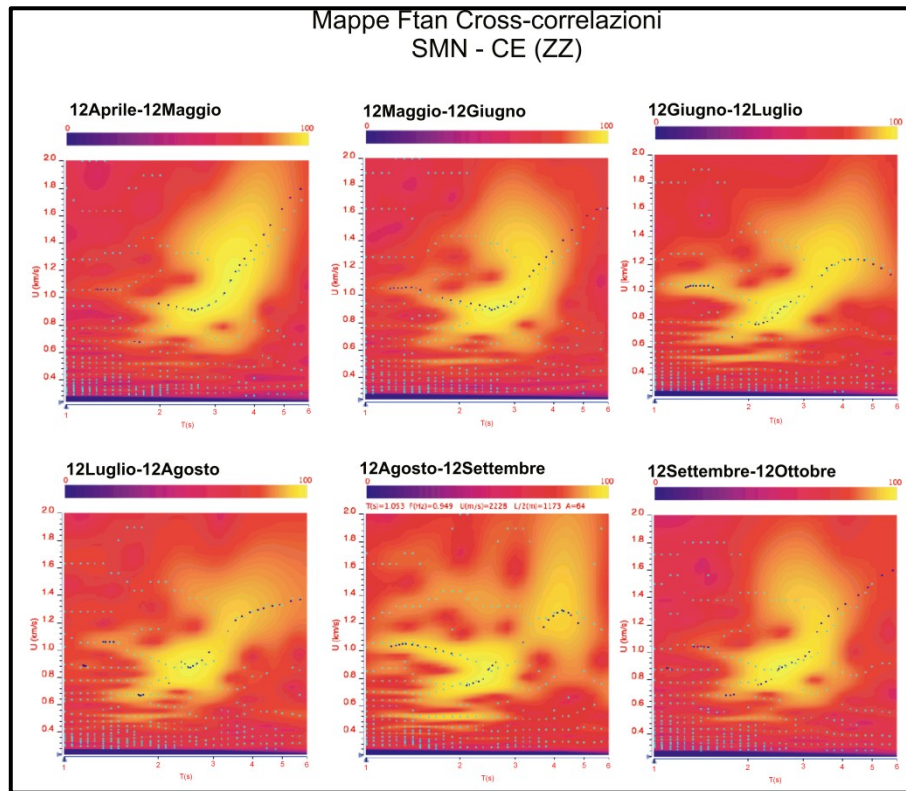


Fig. 3.15 Mappe FTAN delle cross-correlazione medie mensili (componente verticale) relative al cammino SMN-CE.

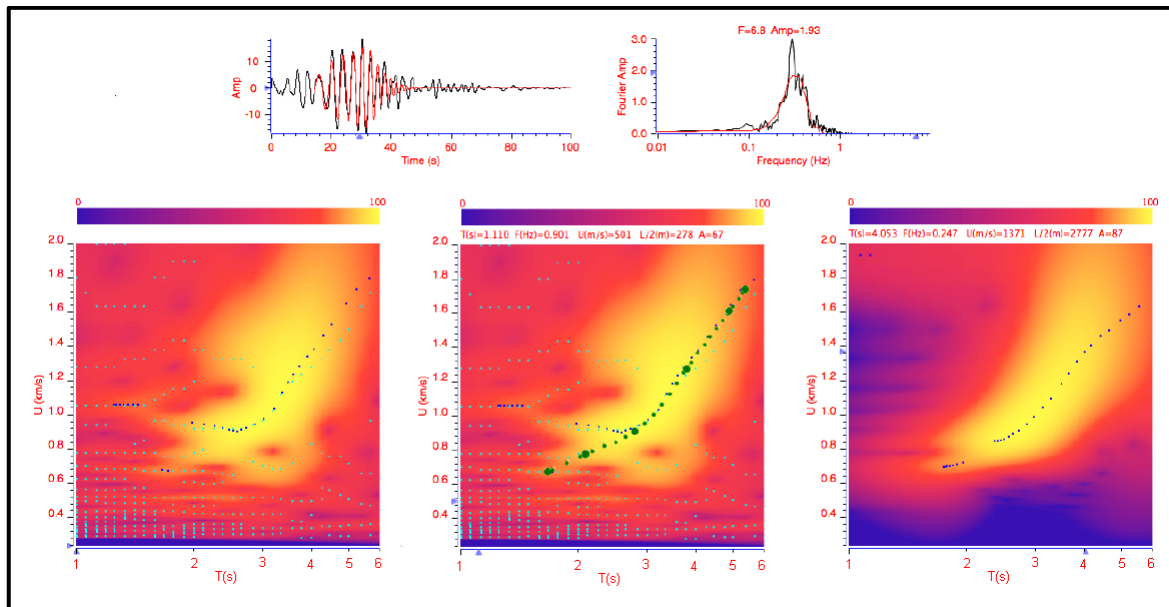


Fig. 3.16 Analisi FTAN della componente verticale della cross-correlazione media relativa al periodo 12/04 - 12/05, per il cammino SMN-CE.

Peso delle cross-correlazioni giornaliere con alto SNR sulla media mensile

Al fine di verificare quanto e che tipo di peso esercitino le cross-correlazioni giornaliere caratterizzate da più alto SNR sull'intera media mensile sono stati effettuati diversi tentativi di media. Di seguito viene proposta la media (Fig. 3.17), per le tre componenti del moto effettuata facendo lo stacking delle cross-correlazioni giornaliere con più alto SNR, selezionate nei vari mesi di acquisizione.

Per tutte e tre le componenti risulta nettamente migliorato l'aspetto della forma d'onda. In particolare si osserva che la componente radiale appare meno incoerente rispetto alla componente verticale. Anche sulla mappa FTAN risulta chiaro il massimo energetico (Fig. 3.18).

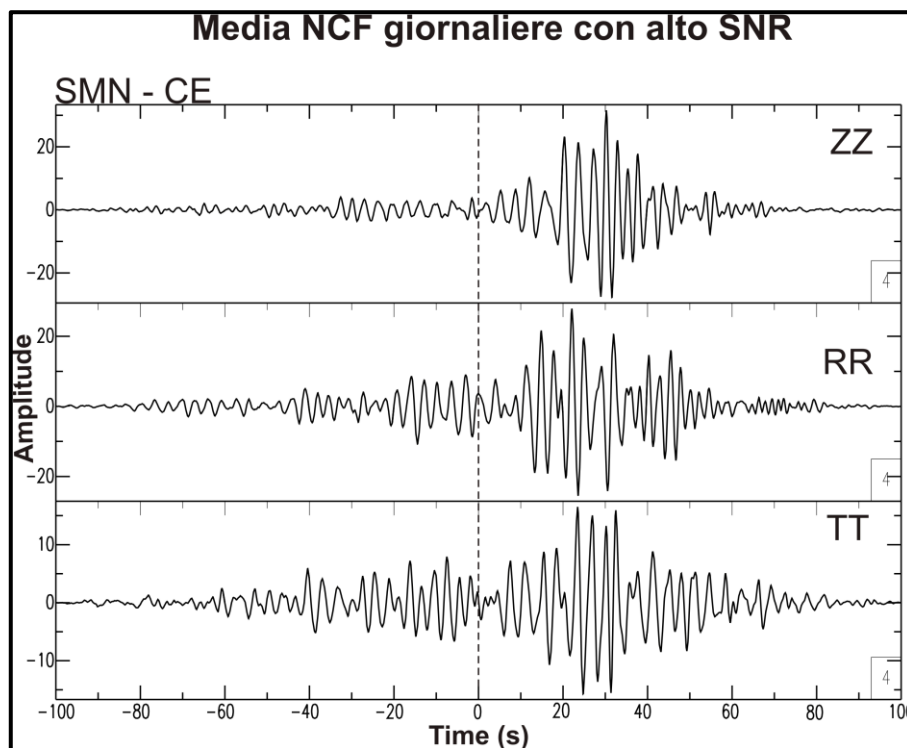


Fig. 3.17 Cross-correlazione media tra le cross-correlazioni giornaliere (componenti radiale, verticale e trasversale) con alto SNR selezionate nei vari mesi di acquisizione.

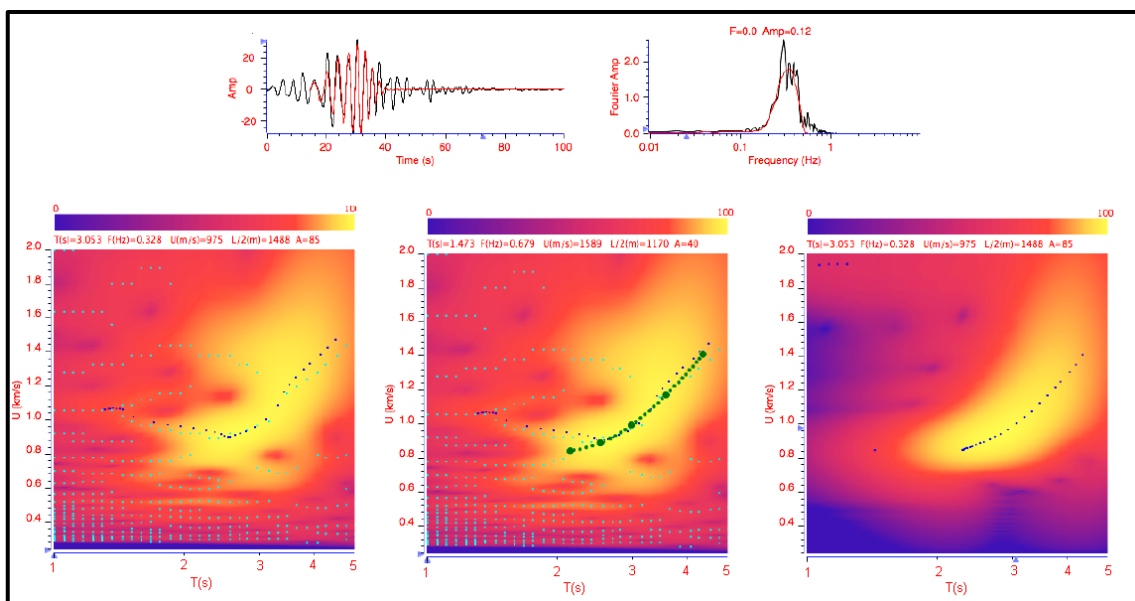


Fig. 3.18 Analisi FTAN della componente verticale della cross-correlazione media tra le giornate con più alto SNR selezionate nei vari mesi.

È stato effettuato anche lo stacking delle cross-correlazioni medie mensili: le funzioni di cross-correlazione risultanti presentano le stesse peculiarità, per le tre componenti, riscontrate nei singoli mesi (Fig. 3.19), sebbene sulla mappa FTAN relativa alla componente verticale (Fig. 3.20), il trend della curva di dispersione appare più coerente con il picking effettuato nella fase di analisi FTAN, illustrata per le funzioni di cross-correlazione ottenute in precedenza.

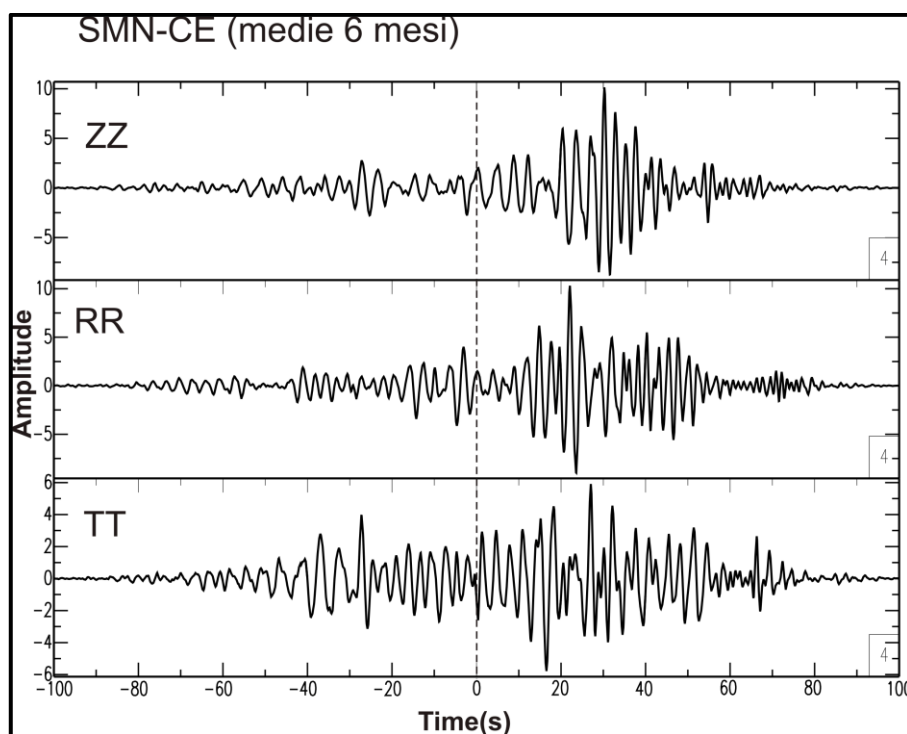


Fig. 3.19 Cross-correlazione mediata sui 6 mesi analizzati per le tre componenti del moto ZZ, RR e TT.

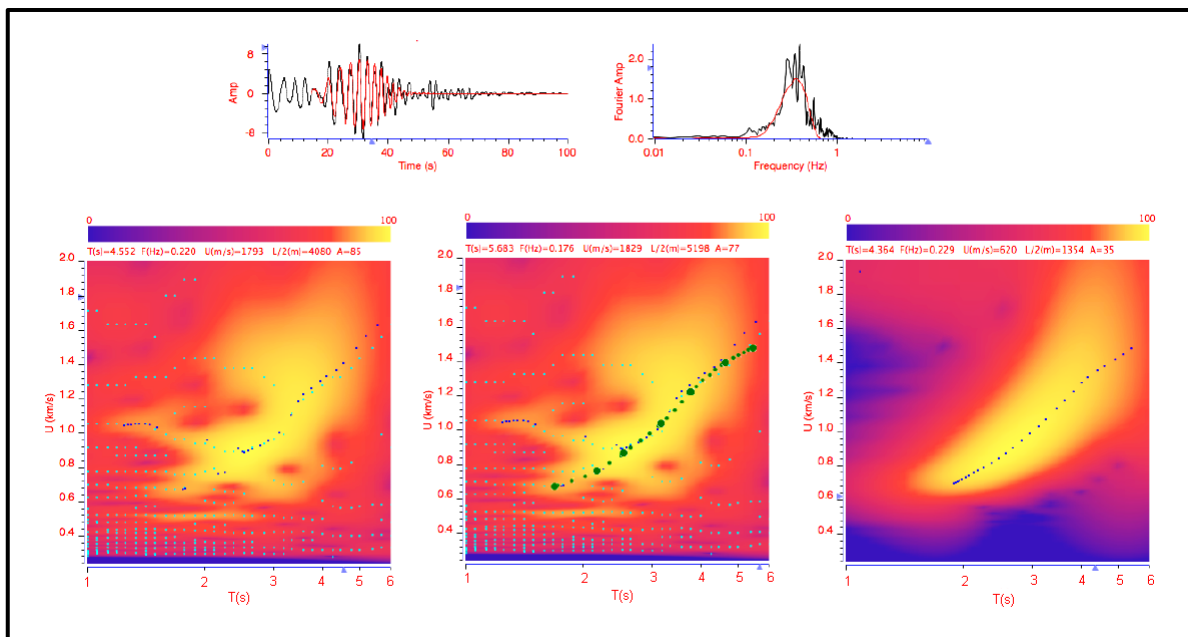


Fig. 3.20 Analisi FTAN della cross-correlazione media su 6 mesi (componente verticale).

La media totale dei sei mesi è stata confrontata anche con quella effettuata utilizzando le cross-correlazioni giornaliere migliori e con la cross-correlazione giornaliera del 30 Aprile (Fig. 3.21).

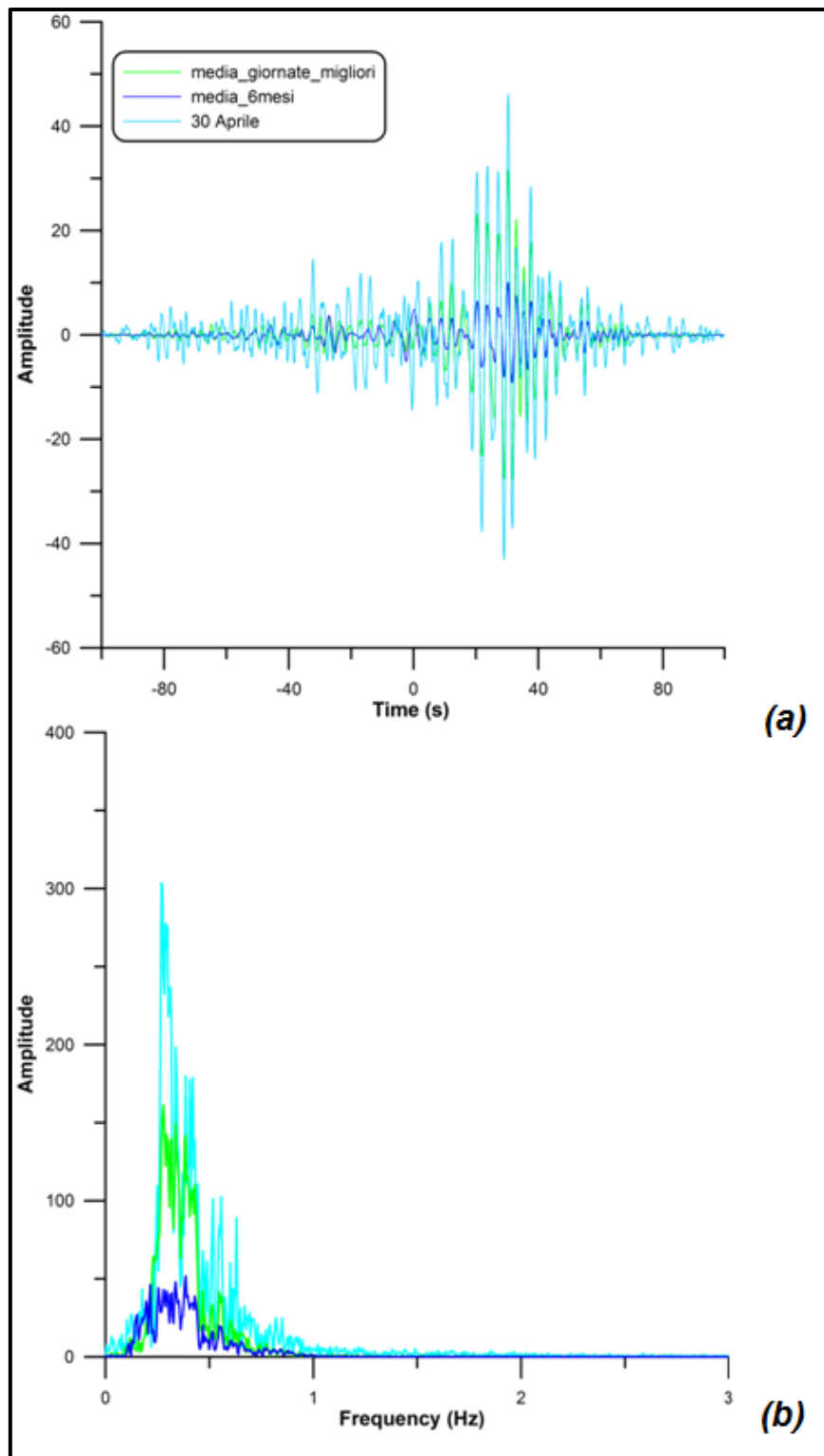


Fig. 3.21 (a) Confronto tra la cross-correlazione media tra le giornate scelte con più alto SNR, quella media tra le cross-correlazioni mensili e cross-correlazione giornaliera del 30 Aprile; (b) confronto tra gli spettri delle cross-correlazioni rappresentate in (a).

Appare evidente l'ottimo accordo sia in termini di forma d'onda che di forma dello spettro d'ampiezza. A dimostrazione del fatto che anche una giornata di acquisizione può essere sufficiente per ottenere una funzione di Green rappresentativa del cammino in esame, cui corrisponde una distanza di 28.31 km.

Infine viene presentato, per la cross-correlazione media mensile relativa al periodo 12/07 – 12/08 (Fig. 3.22C), il confronto con una NCF media calcolata in un primo caso utilizzando solo 4 cross-correlazioni giornaliere con alto rapporto segnale/rumore (Fig. 3.22A), in un secondo caso scartando tali giornate (Fig. 3.22B).

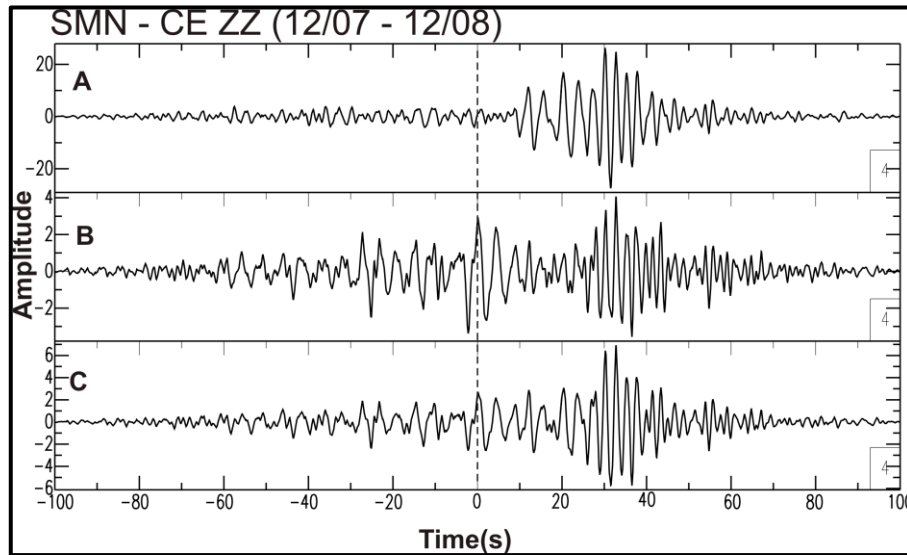


Fig. 3.22 Cross-correlazione media mensile (periodo 12/07 – 12/08): A) considerando solo 4 giornate (18-19 Luglio, 3-4 Agosto), B) escludendo le 4 giornate citate, C) Media su tutti i giorni.

Si nota che per tutti e tre i tentativi di media effettuati il pacchetto delle onde superficiali è sempre presente nell' intervallo 20-40 s, tuttavia è possibile discernere il contributo fornito dalle NCF giornaliere con SNR più alto. In Fig. 3.22C infatti è possibile osservare come il disturbo a bassa frequenza riscontrato in Fig. 3.22B, venga notevolmente attenuato includendo nella media le cross-correlazioni giornaliere con alto rapporto segnale/rumore, inoltre il segnale appare arricchito di una fase più veloce a bassa frequenza. Le cross-correlazioni con basso SNR appaiono invece rafforzare la coda del pacchetto, cosa che è evidente osservando la cross-correlazione ottenuta mediando solo tali segnali. Tali considerazioni nel dominio del tempo vengono confermate anche dall'osservazione delle mappe FTAN corrispondenti a tali funzioni (Fig. 3.23): l'energia corrispondente alla NCF rappresentata in Fig. 3.22A appare concentrata intorno alla cresta dei massimi energetici, quella relativa alla cross-correlazione in Fig. 3.23B appare invece più inquinata da massimi associati ad altre fasi non relative al modo fondamentale concentrandosi a bassi periodi.

Il segnale di cross-correlazione migliore è quello relativo alla media mensile che include il contributo a bassi ed alti periodi.

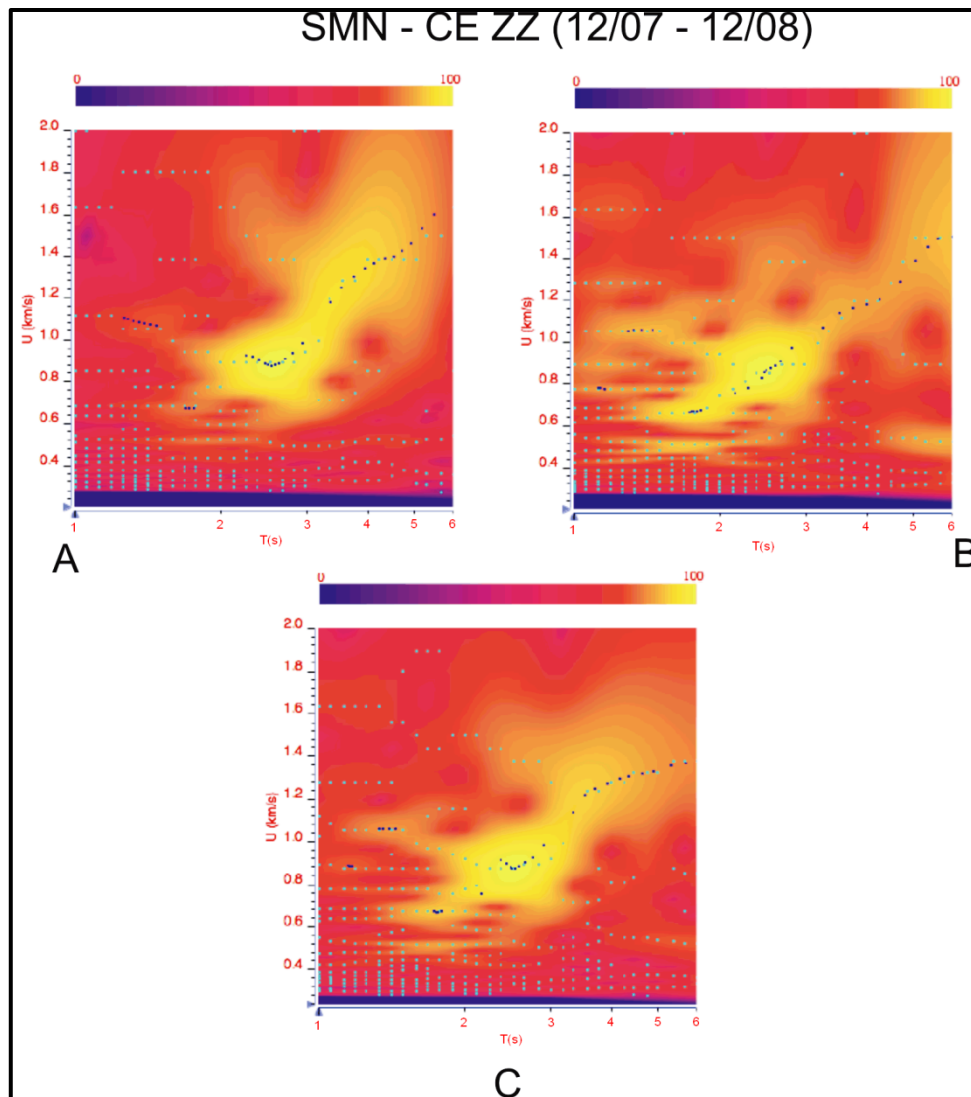


Fig. 3.23 Mappe FTAN dei segnali di cross-correlazione corrispettivi in Fig. 3.22.

3.3.2 Stabilità della NCF negli anni

Un altro esperimento condotto durante questo periodo di dottorato è stato quello di verificare per un tragitto già sperimentato in precedenza, la stabilità del campo di noise misurato e quindi delle NCF estratte per tale cammino. A tale proposito è stata effettuata un'acquisizione nel periodo Febbraio - Aprile 2010 tra il comune di Roccarainola e quello di Napoli (Fig. 3.24) pressoché coincidente con il cammino Cicciano-Napoli nel periodo marzo – giugno 2007 (De Nisco and Nunziata 2011).

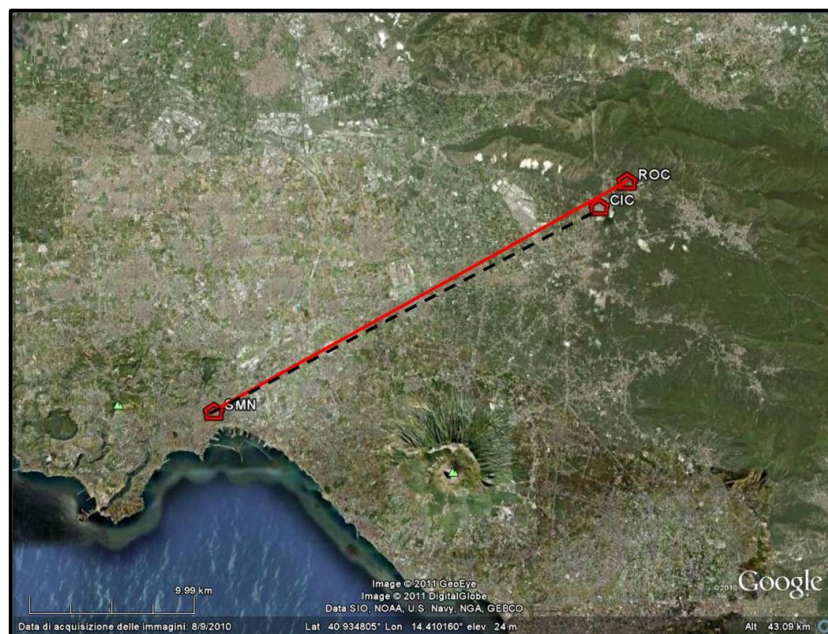


Fig. 3.24 Ubicazione dei tragitti Napoli (SMN) – Roccarainola (ROC) e Napoli (SMN) – Cicciano (CIC) (De Nisco and Nunziata, 2011).

Purtroppo nel periodo 2-20 Aprile la stazione accelerometrica ubicata a Roccarainola ha avuto un problema nella scrittura dei dati (conservando solo le tracce campionate ad 1 Hz). Sono state comunque calcolate le funzioni di cross-correlazioni con finestra di analisi di 100 s, per il periodo 09/02/10 – 09/03/10 nella banda di frequenza 0.2-1 Hz, e per il periodo 09/03/10 e 09/04/10 nella banda di frequenza 0.2-0.5 Hz (Fig. 3.25).

In particolare si osserva come le cross-correlazioni medie calcolate si presentino stabili ed il pacchetto delle onde superficiali ben distinto.

È stato quindi effettuato il confronto per la componente verticale tra la curva di dispersione estratta tramite l'analisi FTAN della NCF calcolata per il periodo 09/02/10 – 09/03/10 (Fig. 3.26) e quella calcolata per il cammino SMN-CIC nel mese di Marzo (Fig. 3.27): è stato scelto tale periodo al fine di avere un intervallo stagionale grosso modo coincidente, e quindi condizioni quanto più simili, per verificare la ripetibilità delle osservazioni effettuate.

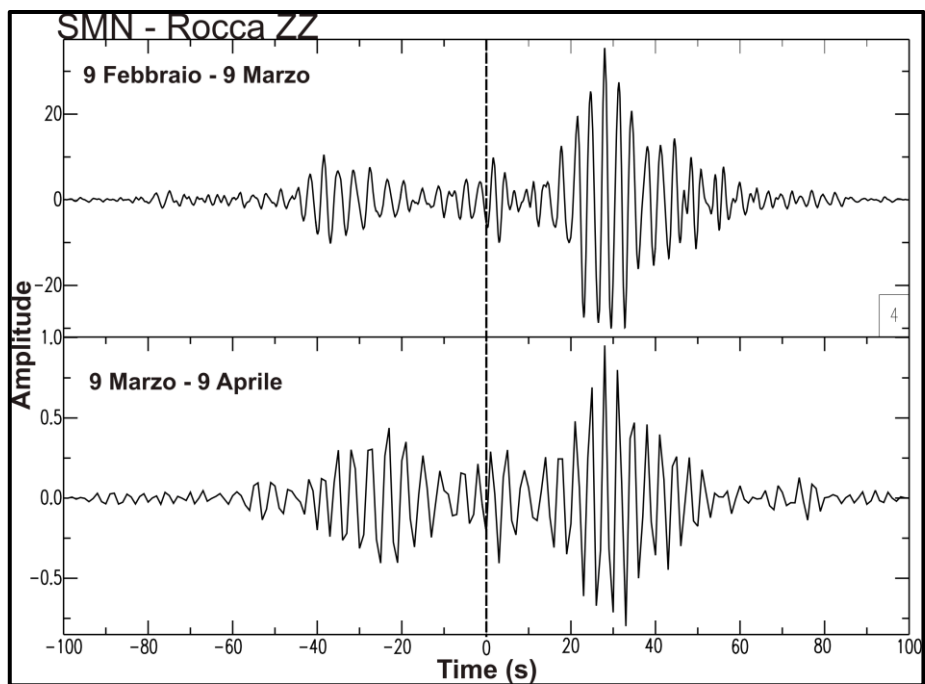


Fig. 3.25 Cross-correlazione media (componente verticale) calcolata per il tragitto Napoli-Roccarainola relativa ai periodi 09/02 09/03 e 09/03 – 09/04 2010.

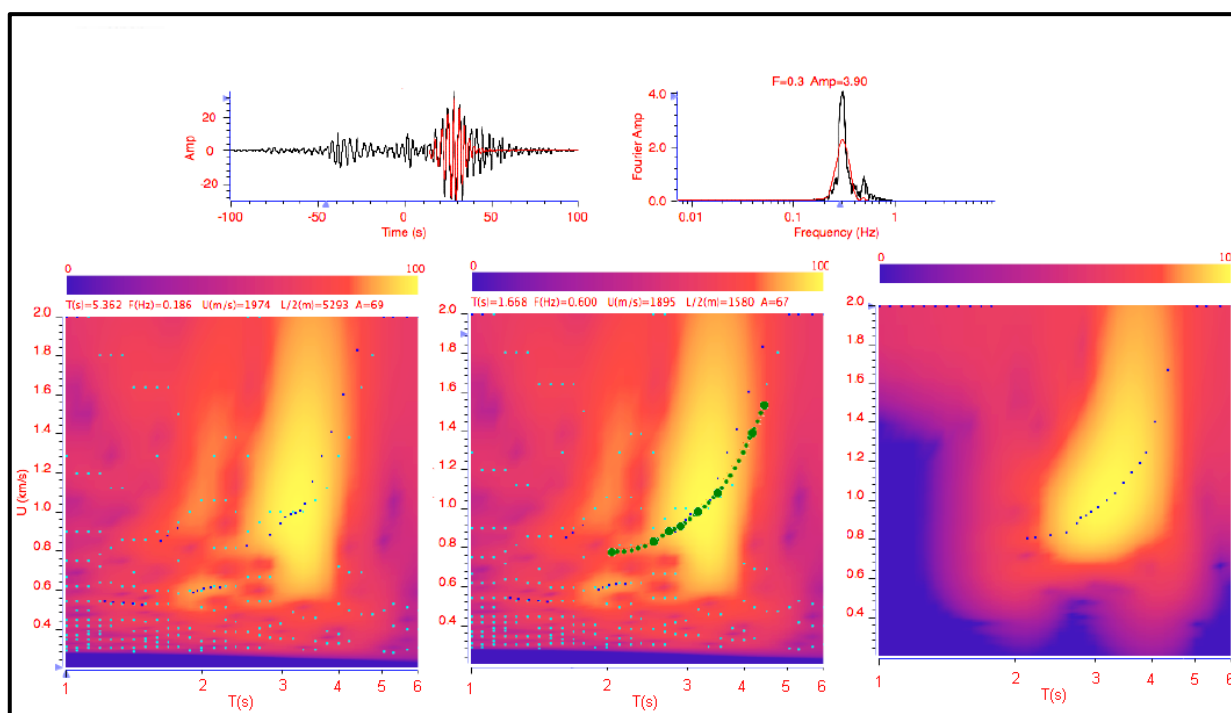


Fig. 3.26 Analisi FTAN effettuata sulla cross-correlazione media (componente verticale) calcolata per il cammino SMN-ROC nel periodo 09/02 – 09/03 2010.

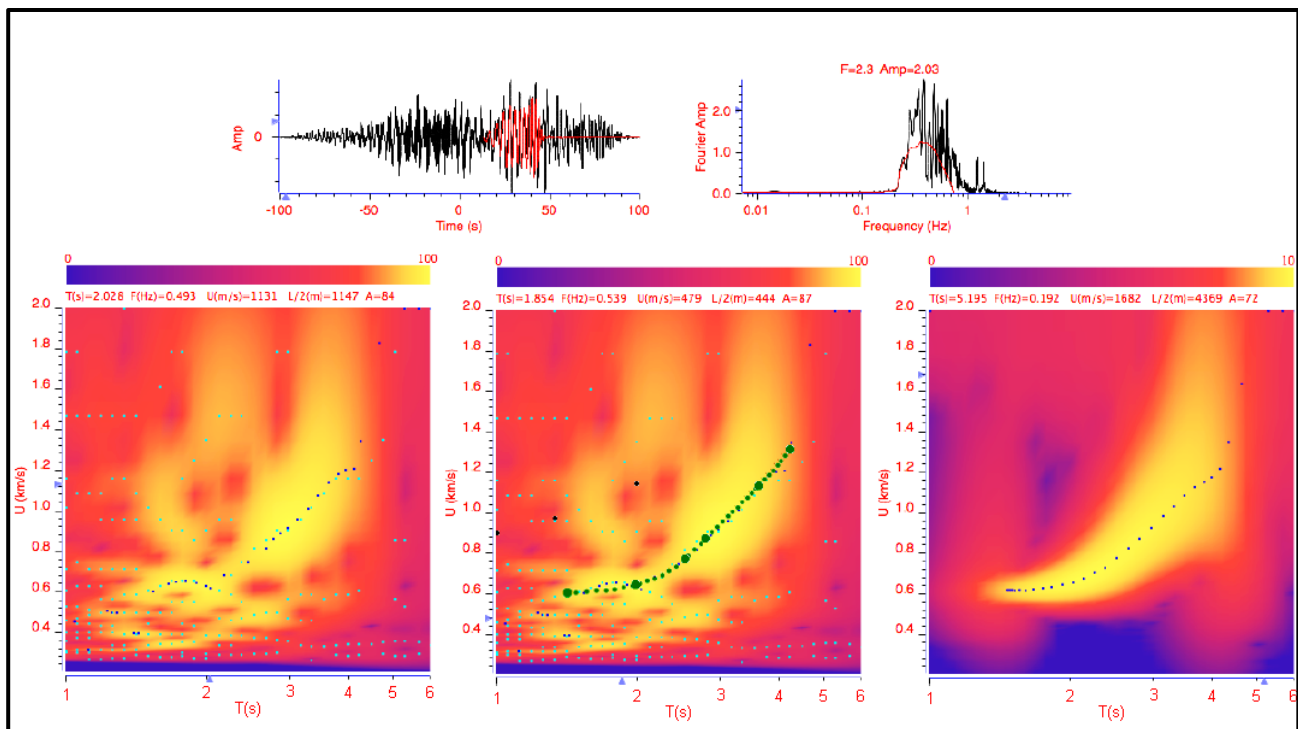


Fig. 3.27 Analisi FTAN effettuata sulla cross-correlazione media (componente verticale) calcolata per il cammino SMN-CIC nel mese di Marzo 2007.

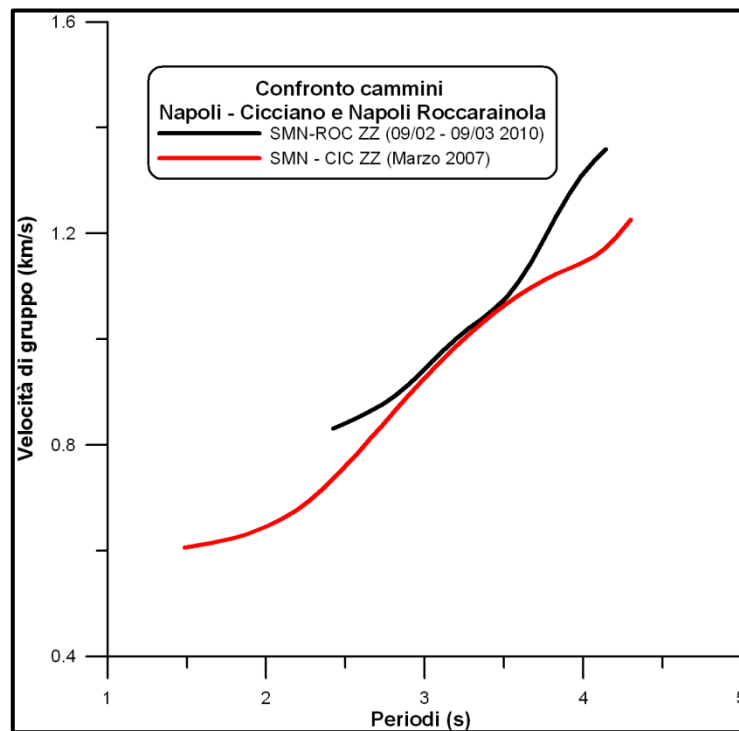


Fig. 3.28 Confronto delle curve di dispersione del modo fondamentale delle onde di Rayleigh estratte dalle NCF calcolate per i cammini SMN-ROC e SMN-CIC.

Dal confronto delle curve di dispersione estratte dall'analisi delle NCF calcolate per i due cammini, è evidente l'ottimo accordo nell'intervallo di periodi campionato da entrambi i cammini (Fig. 3.28).

3.3.2 Simmetria

Un'altra questione emersa durante la fase di analisi dei segnali è quella della simmetria o meno delle funzioni di cross-correlazione. A titolo esemplificativo vengono proposti i risultati relativi all'analisi del cammino Napoli (SMN) – Monte Sant'Angelo (CMSA) (Fig. 3.29).

Le cross-correlazioni medie mensili di questo tragitto sono relative ai mesi di Febbraio, Marzo e Aprile del 2010 (Tab. 3.1). Per questo esperimento sono state utilizzate rispettivamente una stazione dell'Osservatorio Vesuviano (CMSA) installata in uno dei locali della struttura universitaria presso Monte Sant'Angelo e la stazione SMN. Anche in questo caso SMN è stata considerata come master nel procedimento di cross-correlazione.

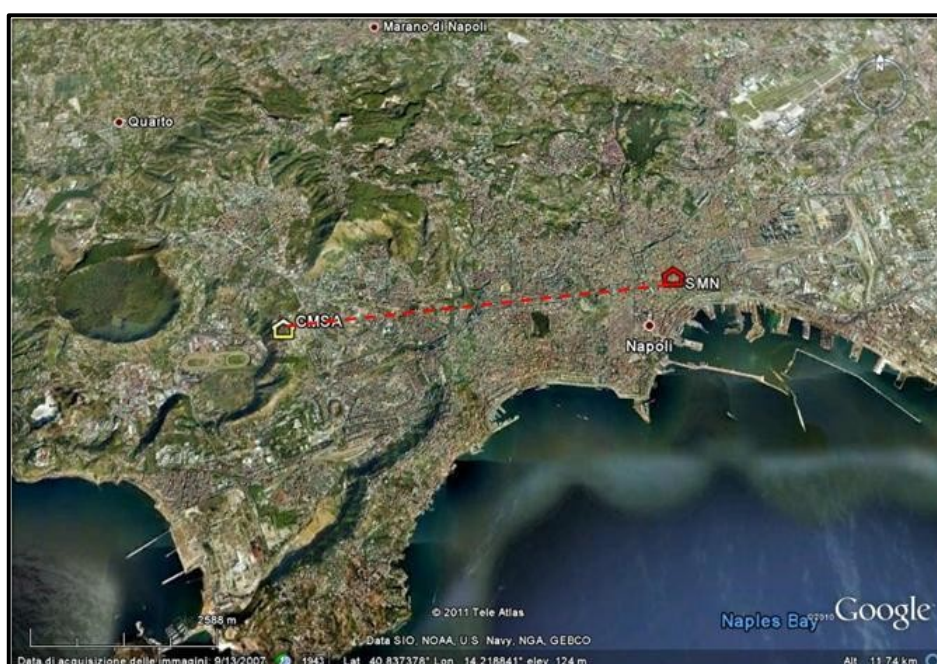


Fig. 3.29 Ubicazione cammino SMN-CMSA.

Nella figura 3.30 vengono illustrate le NCF medie mensili (componente verticale) calcolate per il tragitto in esame. Le cross-correlazioni medie sono state effettuate su intervalli temporali inferiori al mese (circa 20 giorni) in quanto per alcuni giorni la rete dell'Osservatorio Vesuviano non aveva acquisito dati, o comunque le registrazioni presentavano delle interruzioni anche molto grandi. Tale intervallo temporale si è rivelato sufficiente per ottenere una cross-correlazione stabile, in una banda di frequenza tra 0.5-1.5 Hz. La finestra di campionamento utilizzata nelle cross-correlazioni giornaliere è pari a 60 s.

Una prima caratteristica, piuttosto evidente, è la presenza di un pacchetto di onde sia nella parte causale che quella anticausale del segnale. D'altronde in questo caso il mare batte sulla costa da ambo i lati delle stazioni. Tuttavia i pacchetti osservati nella parte causale ed in quella anticausale del segnale differiscono sia in ampiezza, che come arrivo della fase più veloce. In figura 3.31 viene

proposta la simmetrizzazione delle tracce dove si osserva come il pacchetto ritrovato nella parte anticausale del segnale venga replicato anche in quella causale, cosa che potrebbe essere indicativa di una parziale simmetria temporale di tale funzioni.

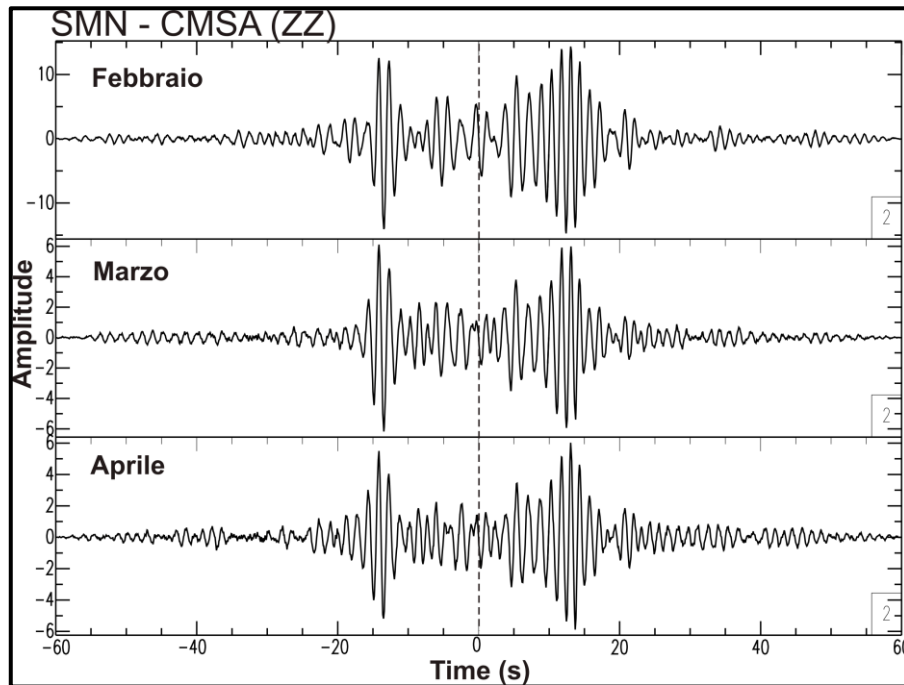


Fig. 3.30 Cross-correlazioni medie su 20 giorni (componente verticale) calcolate per il cammino SMN-CMSA.

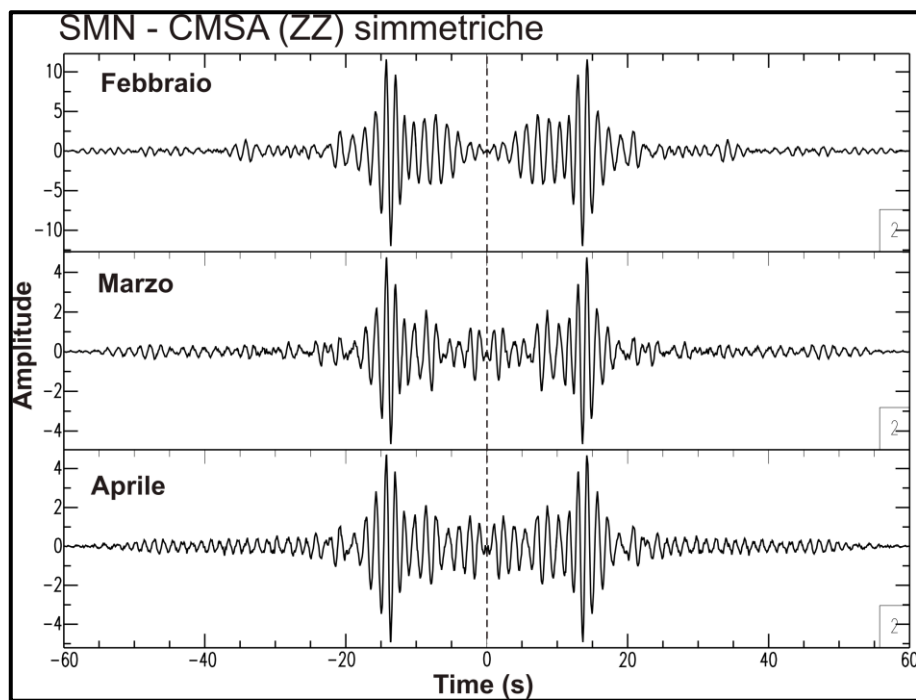


Fig. 3.31 Simmetrizzazione delle cross-correlazioni medie su 20 giorni (componente verticale) calcolate per il cammino SMN-CMSA.

Tuttavia le mappe FTAN confermano come il pacchetto osservato non sia in realtà quello ricercato: in figura 3.32 sono mostrate le mappe FTAN relative alla parte causale del segnale (a), alla parte anticausale del segnale (b) e alle tracce simmetrizzate (c), dove la presenza di un minimo accentuato, indice di un'interferenza distruttiva tra la parte positiva e negativa del segnale mediate, chiarisce che la simmetria osservata è solo apparente.

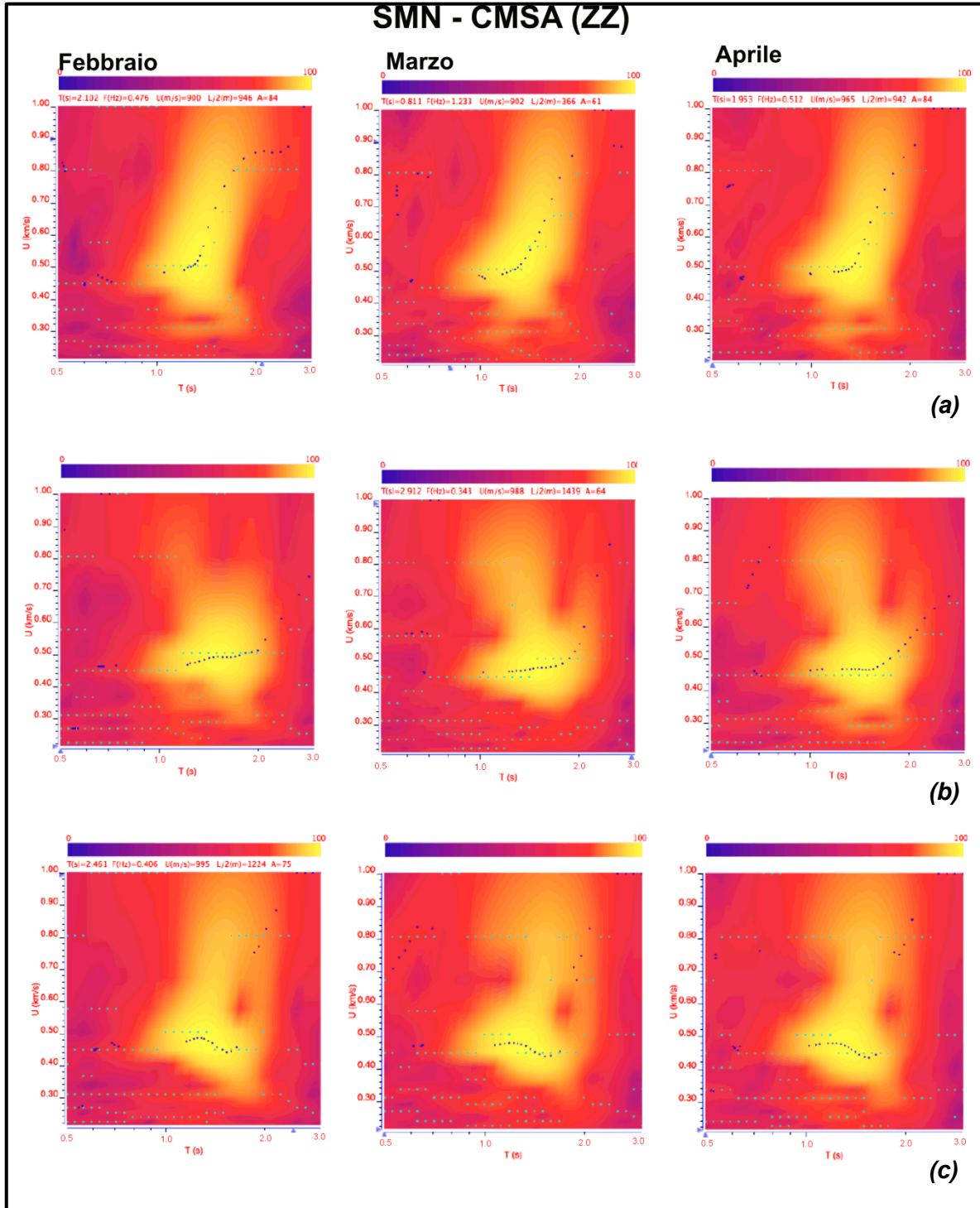


Fig. 3.32 Mappe FTAN relative alle cross-correlazioni medie mensili (componente verticale) calcolate per il cammino SMN-CMSA: (a) parte causale; (b) parte anticausale; (c) tracce simmetrizzate.

Per questo cammino si è deciso di ritenere attendibile la dispersione misurata sulla parte causale del segnale consistente con i valori attesi per l'area in esame (Fig. 3.33; Tab. 3.3).

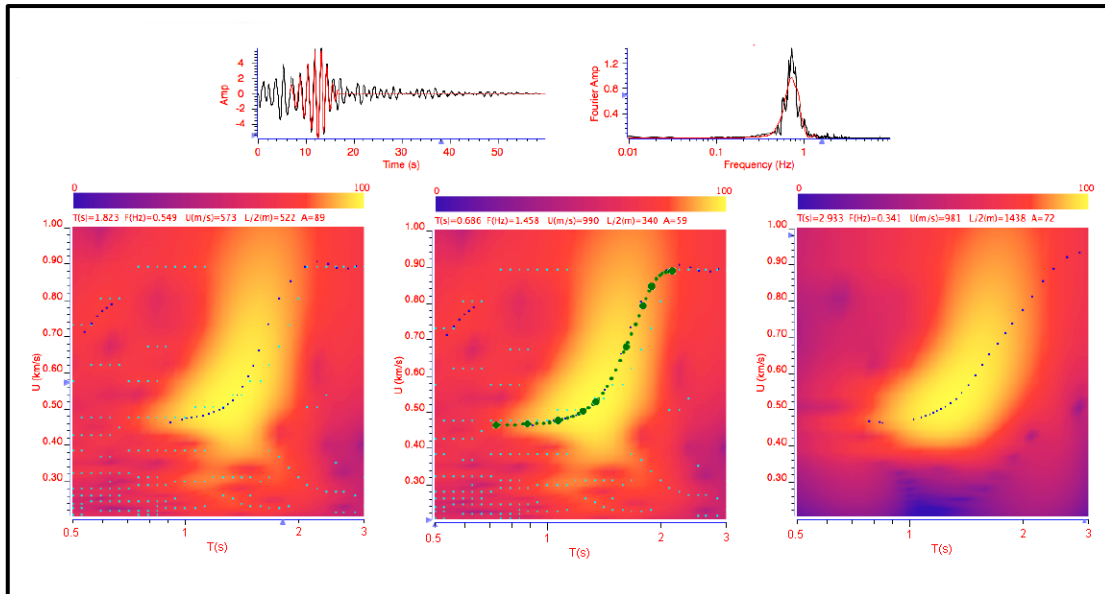


Fig. 3.33 Analisi FTAN eseguita sulla parte causale della cross-correlazione media mensile di Marzo (componente verticale).

3.3.4 Confronto tra le curve di dispersione estratte da registrazioni di terremoti e da NCF

La possibilità di un confronto diretto tra i dati di dispersione delle velocità di gruppo estratte dalle NCF e quelle estratte dalle registrazioni dei terremoti rappresenta un forte vincolo per validare i risultati ottenuti utilizzando la tecnica della cross-correlazione di rumore sismico. Viene quindi proposto il confronto tra il tragitto NCF Napoli (SMN) – Pietramelara (PTM) ed il cammino molto prossimo di un terremoto localizzato ad Arianova (27/12/2006, ora UTC 22:13:41.7, $M_L=3.4$) e registrato a Napoli (SMN) (Fig. 3.34). Nelle cross-correlazioni medie mensili mostrate di seguito, SMN è stata ancora una volta utilizzata come master.

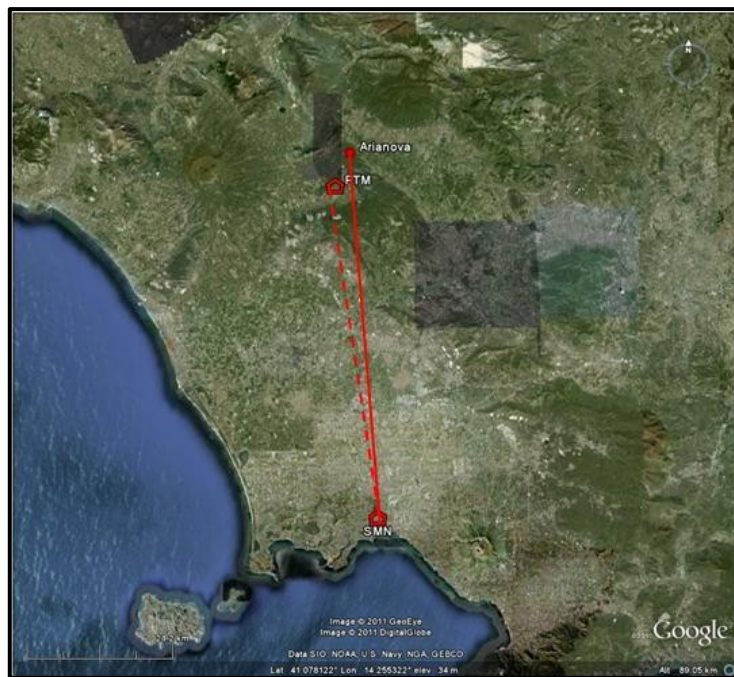


Fig. 3.34 Ubicazione tragitto terremoto (Arianova – SMN) e tragitto rumore SMN-PTM.

I periodi campionati dal terremoto variano da 0.9 a 4 s. Confrontando tali dati (estratti dalla componente verticale) con quelli regionali (Panza et al., 2007a) (Fig. 3.35), si può stimare, assumendo un'interpolazione lineare, la velocità di gruppo attesa al periodo massimo campionabile calcolato per il cammino NCF in esame, e quindi, il tempo di arrivo della fase più veloce atteso sul sismogramma. In base a ciò è stato stimato un tempo di arrivo del pacchetto delle onde superficiali pari a ≈ 23 -24 s, avendo calcolato un τ_{\max} pari a ≈ 7 s (Tab. 3.3) cui corrisponde una velocità di gruppo pari a ≈ 2 km/s.

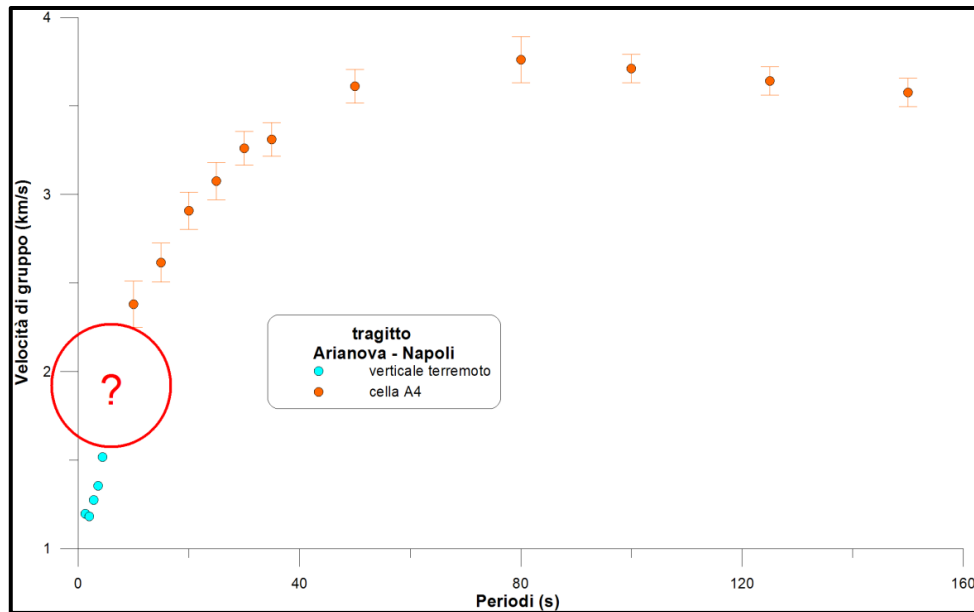


Fig. 3.35 Confronto tra dati di dispersione delle velocità di gruppo estratti dal terremoto e quelli estratti a scala regionale (Panza et al., 2007a).

Tenendo conto di questa stima preliminare sono state effettuate le cross-correlazioni giornaliere nella banda di frequenza 0.15-1 Hz, utilizzando una finestra di analisi pari a 100 s. In figura 3.36 vengono mostrate le cross-correlazioni medie mensili (componente verticale) calcolate per questo cammino.

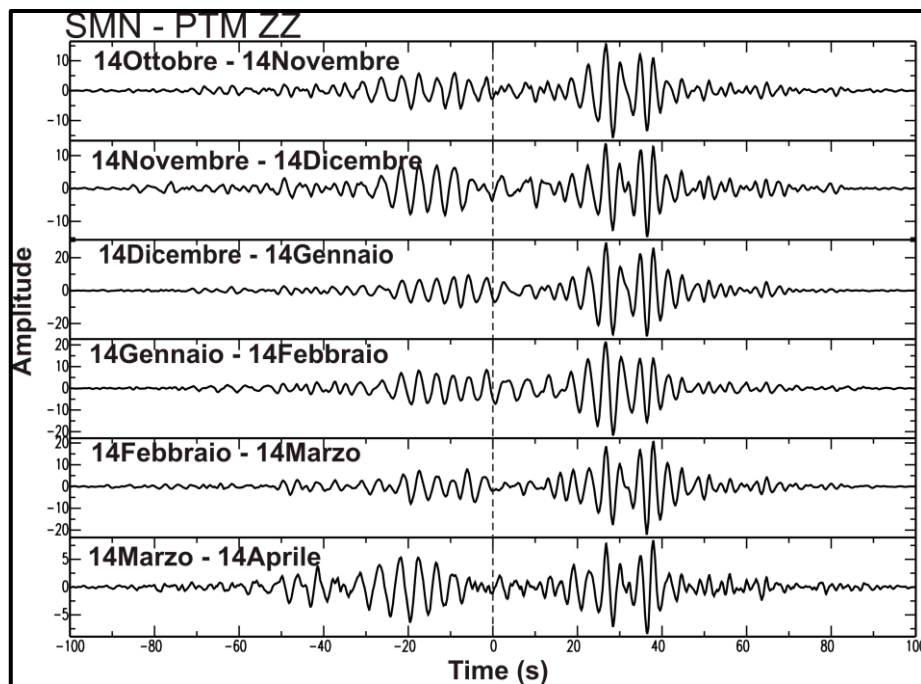


Fig. 3.36 Cross-correlazioni medie mensili calcolate per il tragitto SMN-PTM (componente verticale).

Come per il cammino SMN-CE, anche in questo caso si osserva un pacchetto di onde superficiali nella parte causale del segnale NCF, confermando un'orientazione preferenziale del campo d'onda,

il cui arrivo sulla componente verticale del moto è intorno ai 23 s, in accordo con la stima preliminare.

La curva media relativa a questo cammino è stata calcolata utilizzando le curve di dispersione estratte dall'analisi della componente verticale delle NCF, in particolare sono state utilizzate solo le curve relative a tre mesi che consentivano di campionare periodi più grandi (Figg. 3.37, 3.38). Tale curva di dispersione, mostra un buon accordo, nei periodi in comune, con quella estratta dall'analisi del terremoto (Fig. 3.38).

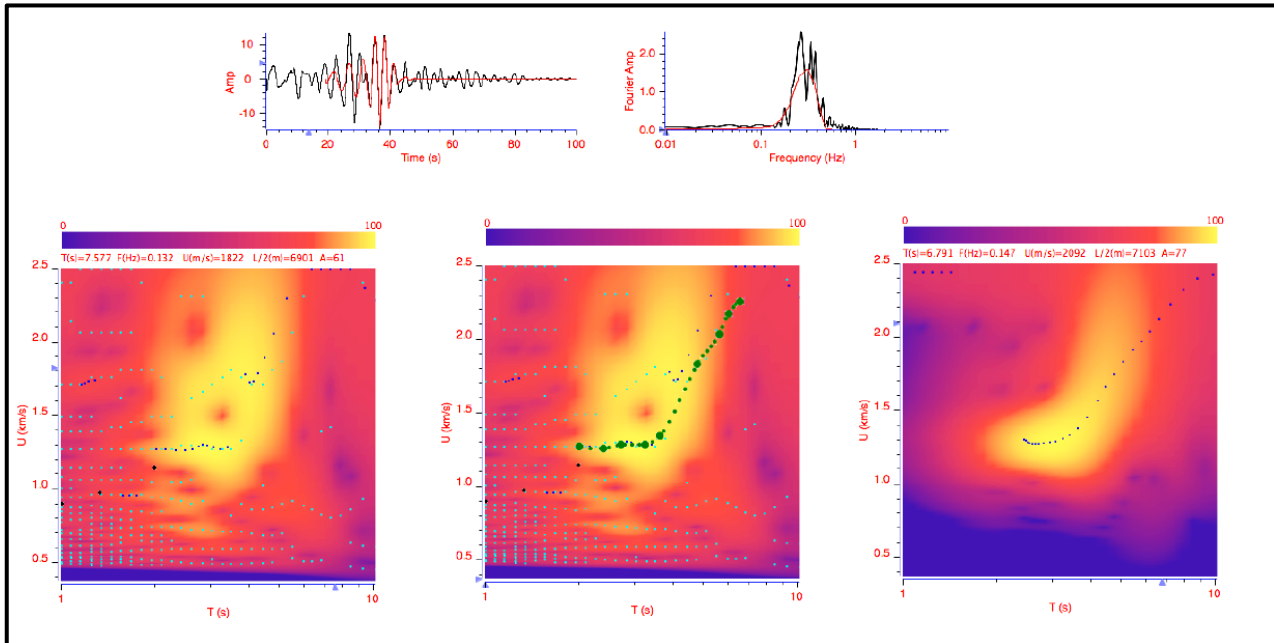


Fig. 3.37 Esempio d'analisi FTAN per la componente verticale del moto calcolata per il cammino SMN-PTM nel periodo 14/11-14/12 2010.

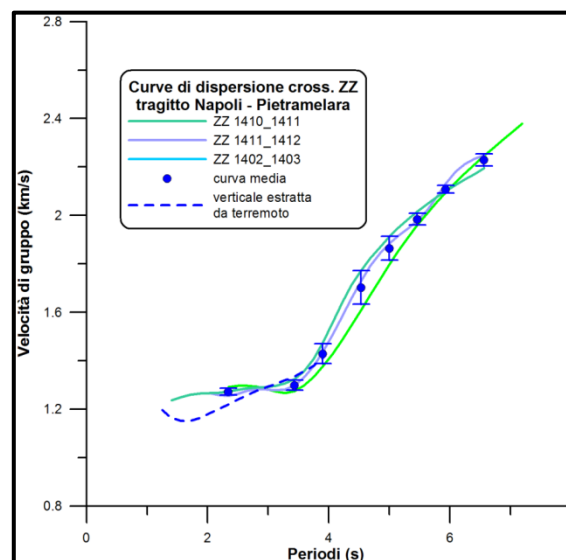


Fig. 3.38 Curve di dispersione del modo fondamentale delle onde superficiali di Rayleigh estratte per il cammino SMN-PTM e media delle stesse con relativa barra d'errore (σ). La linea tratteggiata indica la curva di dispersione del modo fondamentale estratto dalla componente verticale della registrazione del terremoto con cammino analogo (Arianova-SMN in Fig. 3.29).

3.3.5 Problemi sulle registrazioni

L'analisi delle NCF calcolate tra le stazioni dell'Osservatorio Geofisico e quelle della rete dell'Osservatorio Vesuviano nei Campi Flegrei è stata fortemente inficiata da un disturbo ad intervalli di frequenza regolari dovuto alla trasmissione dei dati.

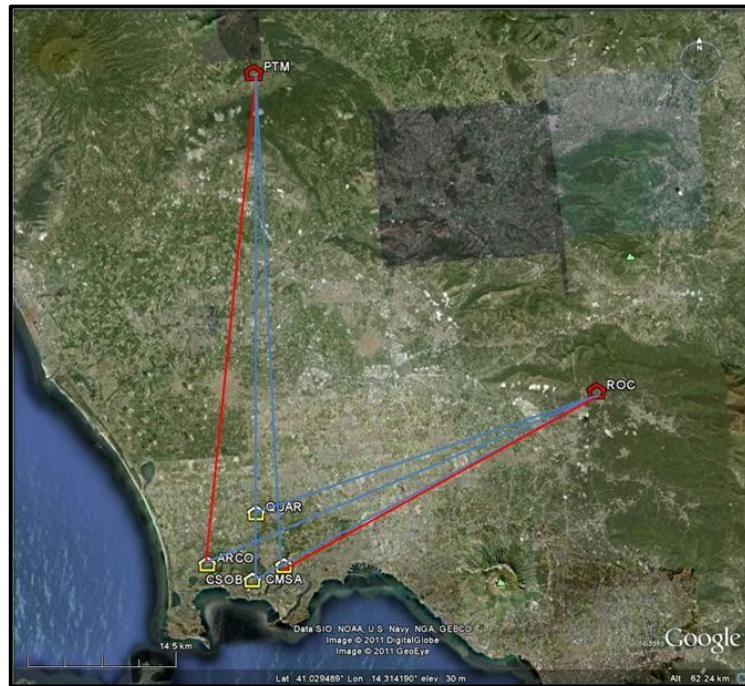


Fig. 3.39 Ubicazione dei tragitti definiti utilizzando le stazioni dell'Osservatorio Vesuviano (in giallo) e quelle dell'Osservatorio Geofisico; la linea rossa indica i tragitti per cui la sperimentazione ha avuto successo, mentre in blu i tragitto con insuccesso.

Questo disturbo si è mostrato particolarmente energetico alle basse frequenze compromettendo la ricostruzione della funzione di cross-correlazione per i tragitti più lunghi (Fig. 3.39 ; Tab. 3.1): infatti poiché gli spettri d'ampiezza dei segnali acquisiti dalla stazioni ai Campi Flegrei, utilizzate come master, si presentavano più energetici rispetto a quelli acquisiti dalle stazioni con cui di volta in volta venivano confrontati (SMN e ROCCA), tale disturbo si è propagato alle funzioni di cross-correlazione calcolate. In figura 3.40 vengono mostrati ad esempio gli spettri delle cross-correlazioni medie mensili del tragitto Quarto (QUAR) – Pietramelara (PTM), in cui il disturbo sulle NCF è evidente.

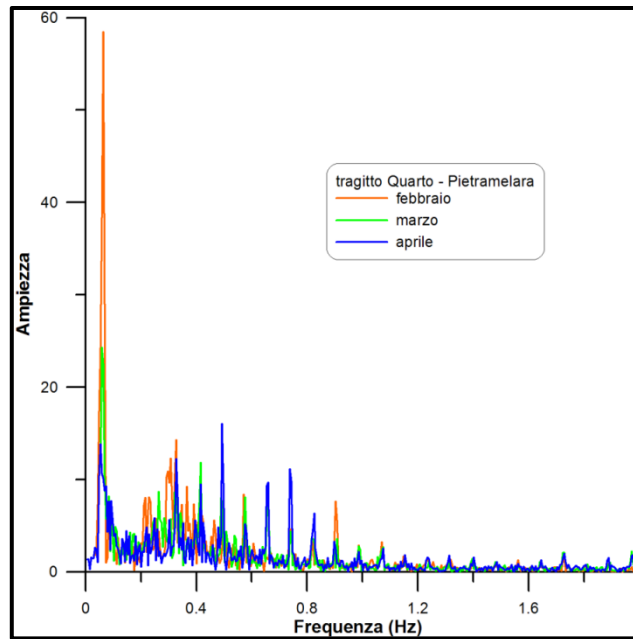


Fig. 3.40 Spettri di ampiezza relativi alle NCF medie mensili per il cammino QUAR-PTM.

Le uniche porzioni di spettro, che in qualche caso come per l'esempio in Fig. 3.40, appaiono meno inficiate dal disturbo sono quelle nella banda 0-0.4 Hz. Si è tentato quindi di cross-correlare le acquisizioni giornaliere preventivamente filtrate nella banda 0.15-0.4 Hz (per i cammini in esame frequenze inferiori non sono risultate campionabili). Tuttavia non sempre tale accorgimento si è mostrato efficace. In figura viene mostrata la funzione di cross-correlazione media mensile relativa al cammino QUAR-PTM (Fig. 3.41), calcolata nella suddetta banda per il mese di Marzo dove non è possibile riconoscere un distinto pacchetto delle onde superficiali.

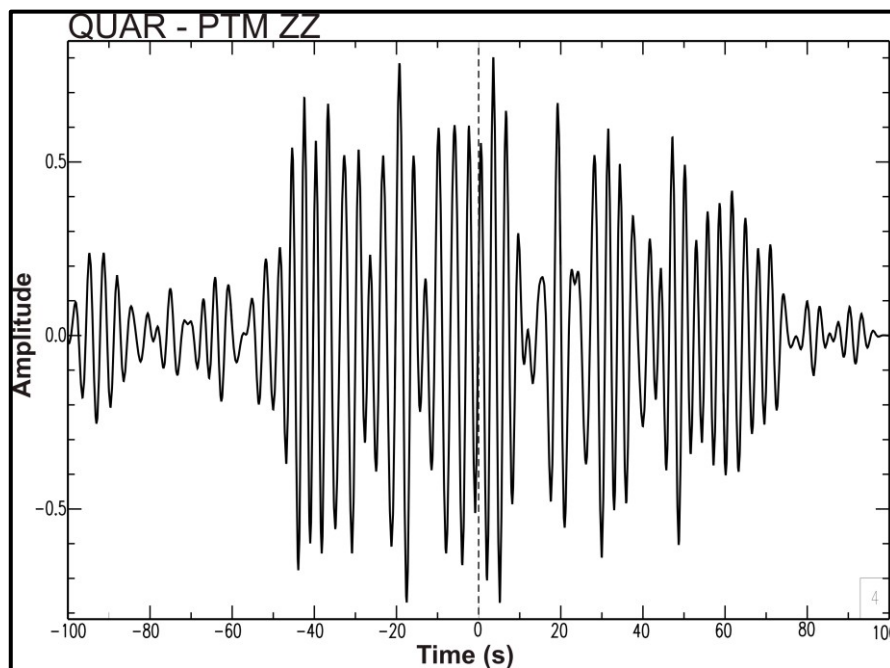


Fig. 3.41 Cross-correlazione media calcolata per il tragitto Quarto-Pietramelara nella banda 0.15-0.4 Hz e relativa al mese di Marzo.

Per il tragitto Monte Sant'Angelo (CMSA) – Roccarainola (ROC) (Fig. 3.42) è stato invece possibile calcolare una funzione di cross-correlazione per la quale su tutte e tre le componenti del moto (in particolare la radiale) fosse evidente un pacchetto di onde superficiali nella parte causale del segnale (Fig. 3.43).

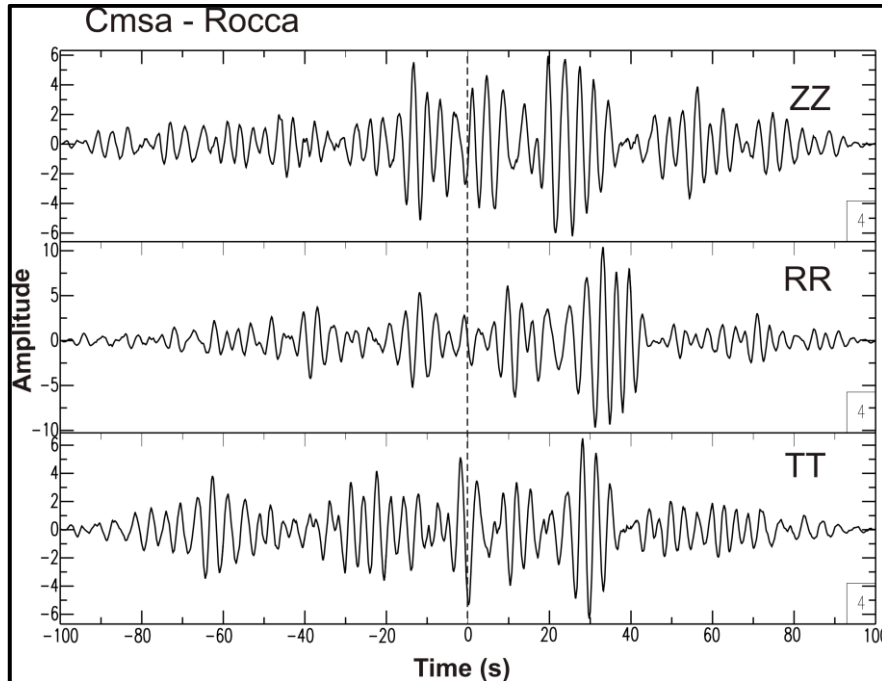


Fig. 3.42 Cross-correlazione media calcolata per il tragitto Monte Sant'Angelo – Roccarainola nella banda 0.15-0.4 Hz e relativa al periodo 09/02 – 09/03 2010.

Sempre utilizzando la stessa banda di frequenza è stata calcolata la NCF per il cammino Arco Felice (ARCO) – Pietramelara (PTM), dove un pacchetto di onde superficiali, caratterizzato da uno scarso SNR, risulta apprezzabile solo sulle componenti verticali (Fig. 3.43).

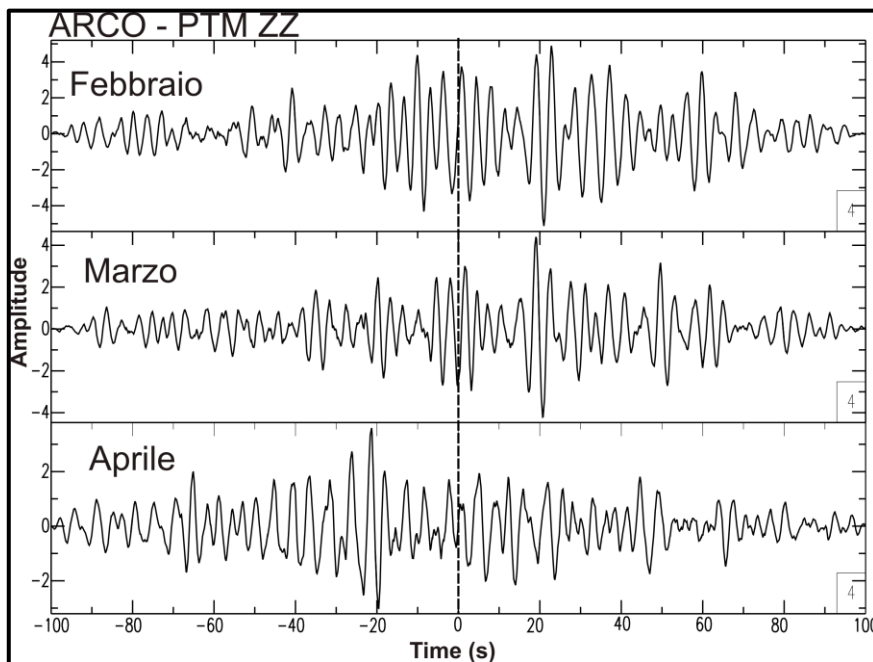


Fig. 3.43 Cross-correlazione media (componente verticale) calcolata per il tragitto Arco Felice-Pietramelara nella banda 0.15-0.4 Hz e relativa ai mesi di Febbraio, Marzo ed Aprile.

Per questo cammino è stata riscontrata un'anomalia: per il mese di Aprile diversamente dagli altri due mesi, viene osservato un pacchetto di onde nella parte anticausale del segnale il che implicherebbe che il campo d'onda che l'ha generato dovrebbe essere passato prima per la stazione di Pietramelara e successivamente per quella di Arco Felice: rimane dubbia la natura della sorgente di tale campo. Date queste incertezze sulle misure si è deciso di rigettare le funzioni di cross-correlazione estratte per questi tragitti.

3.3.6 Disallineamento delle stazioni rispetto la sorgente del campo d'onda

Rientra in questa categoria il tragitto di analisi di NCF tra i siti di Pietramelara (PTM) e Roccarainola (ROC) (Fig. 3.44). L'intento era quello di campionare la zona dei massicci carbonatici che bordano la Piana Campana.

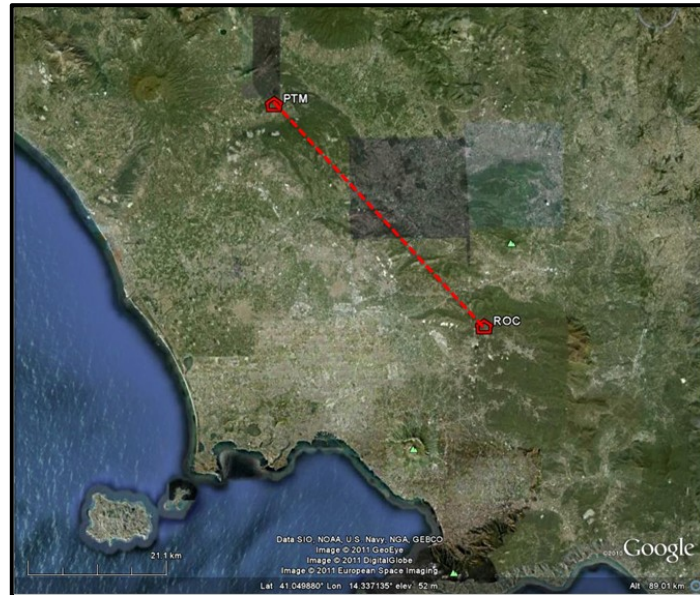


Fig. 3.44 Ubicazione del tragitto Roccarainola (ROC) – Pietramelara (PTM).

Una funzione di cross-correlazione, dove emergesse un distinto pacchetto delle onde superficiali, è stata ritrovata solo nel periodo 9 Marzo - 9 Aprile 2010: la peculiarità della NCF calcolata per le tre componenti è quella di presentare un pacchetto di onde superficiali a cavallo dello zero senza un ritardo apprezzabile (Fig. 3.45).

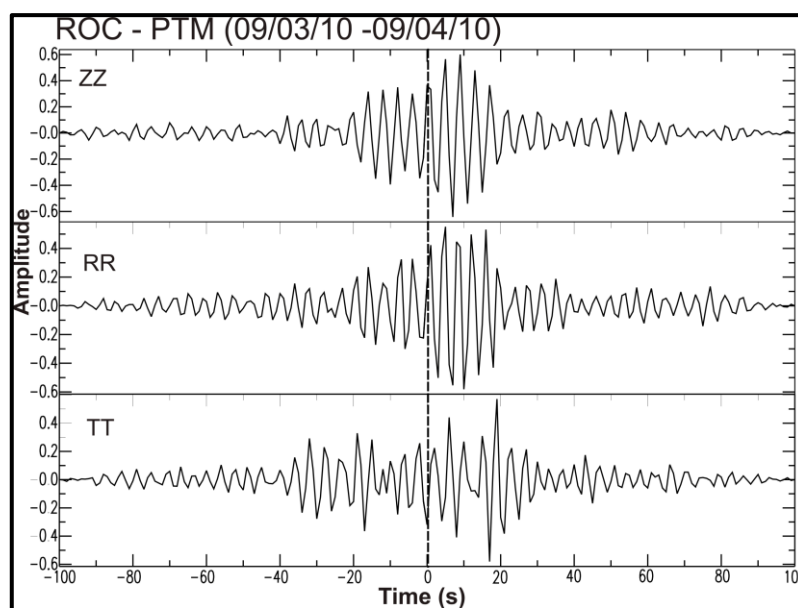


Fig. 3.45 Cross-correlazione media (componenti verticale, radiale e trasversale) calcolata per il tragitto Roccarainola - Pietramelara relativa ai periodi 09/03 – 09/04 2010, nella banda di frequenza 0.2-0.5 Hz.

La spiegazione potrebbe essere che il tragitto individuato dalle due stazioni è sub-parallelo al fronte d'onda, e quindi l'arrivo del pacchetto risulterebbe in fase alle due stazioni, confermando ancora una volta l'ipotesi del mare come principale sorgente di rumore misurato. I segnali così ottenuti sono inutilizzabili per la stima delle velocità di gruppo del mezzo attraversato.

3.3.7 Assenza di dispersione sulla componente verticale del moto

L'assenza di dispersione sulla componente verticale del moto è stata osservata nell'analisi del cammino Napoli (SMN) – Quarto (QUAR) che attraversa il bordo orientale della caldera dei Campi Flegrei (Fig. 3.46): le cross-correlazioni giornaliere sono state calcolate utilizzando una finestra temporale di 60 s, in un range di frequenza di 0.5-1.5 Hz.

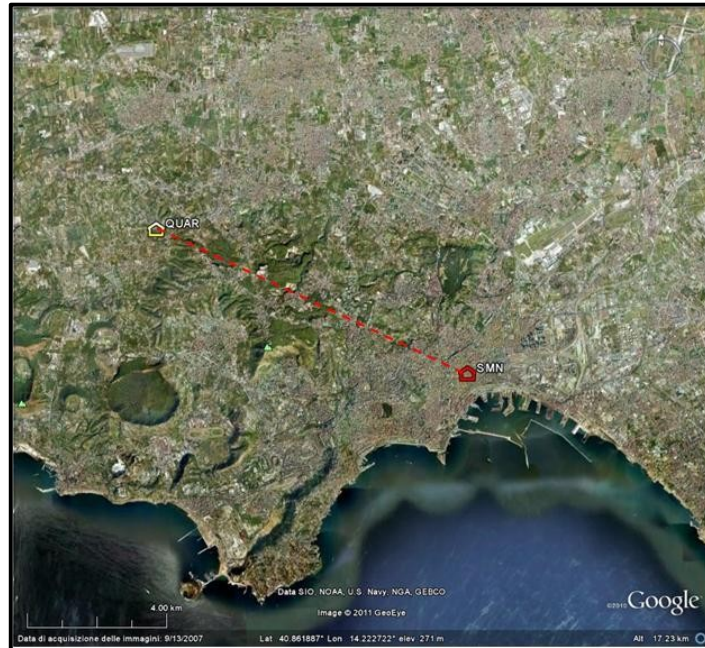


Fig. 3.46 Ubicazione del tragitto Napoli (SMN) – Quarto (QUAR).

Le NCF medie mensili delle componenti radiali e verticali, risultano stabili (Figg. 3.47 e 3.48).

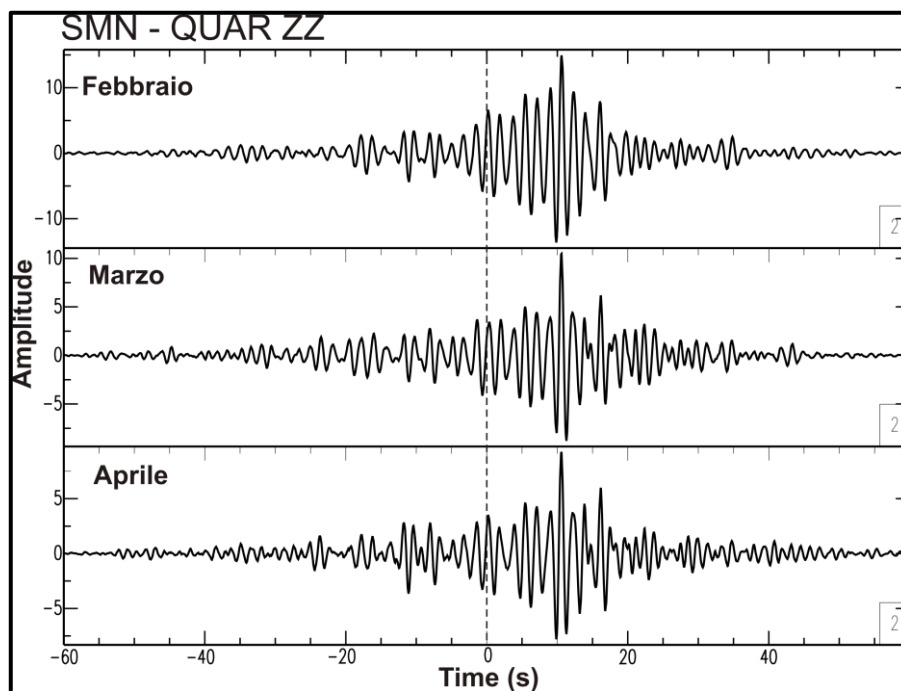


Fig. 3.47 Cross-correlazioni medie (componente verticale) calcolate per il tragitto SMN-QUAR nei mesi di Febbraio, Marzo ed Aprile 2010.

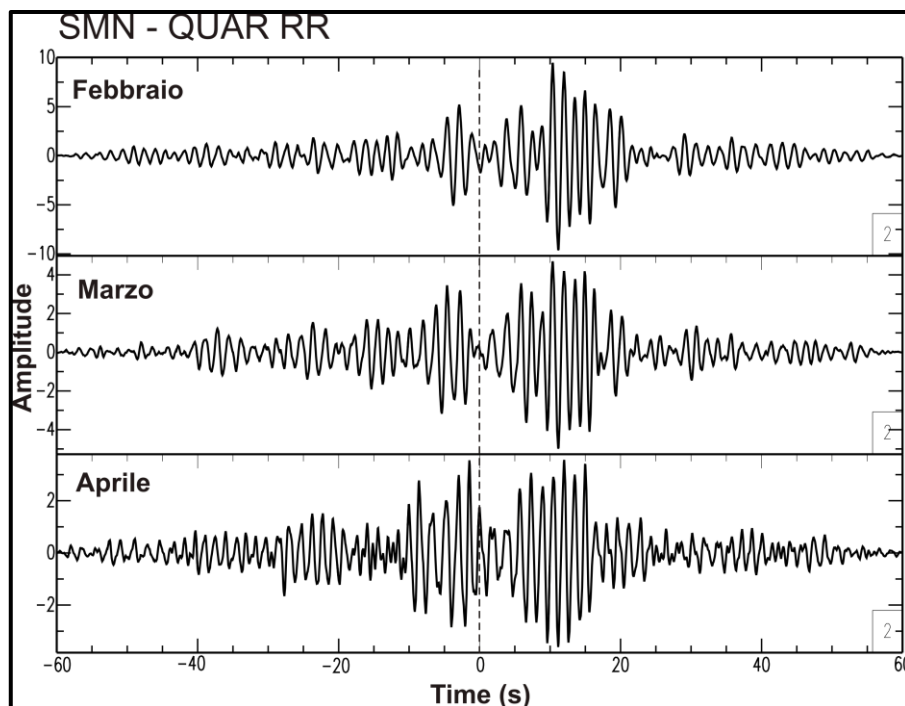


Fig. 3.48 Cross-correlazioni medie (componente radiale) calcolate per il tragitto SMN-QUAR nei mesi di Febbraio, Marzo ed Aprile 2010.

Tuttavia le mappe FTAN di questi segnali si presentano non disperse per quanto riguarda la componente verticale e disperse per la componente radiale, come viene mostrato nelle figure 3.49 e 3.50, dove viene proposto un esempio di analisi FTAN al fine di avvalorare quanto detto attraverso il confronto tra segnale originale e segnale filtrato: il pacchetto che emerge sulla componente verticale, la cui curva di dispersione risulta non dispersa, potrebbe essere riferito ad una fase SV.

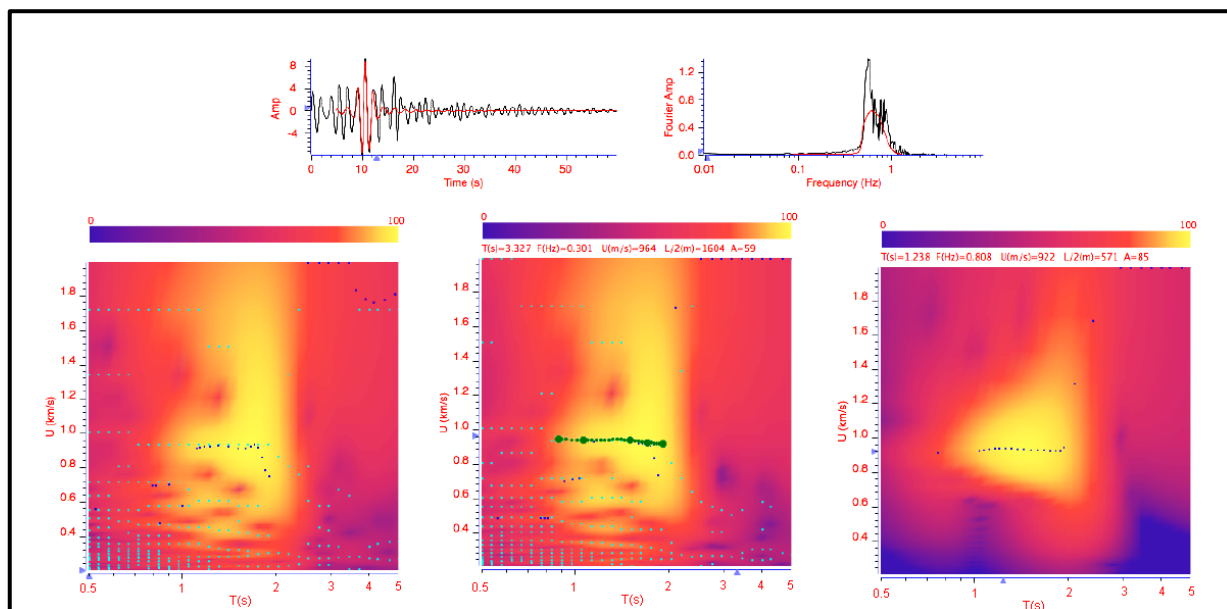


Fig. 3.49 Analisi FTAN effettuata sulla cross-correlazione media (componente verticale) calcolata per il cammino SMN-QUAR nel mese di Febbraio 2010.

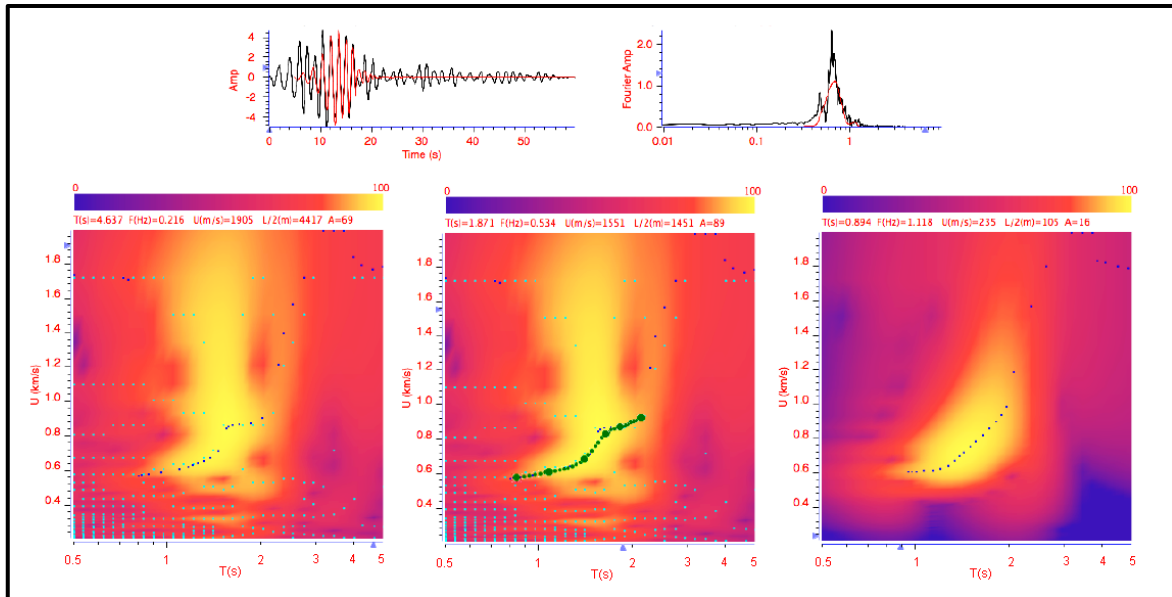


Fig. 3.50 Analisi FTAN effettuata sulla cross-correlazione media (componente radiale) calcolata per il cammino SMN-QUAR nel mese di Febbraio 2010.

Si è deciso quindi in questo caso di mediare le curve di dispersione estratte dall'analisi della componente radiale delle NCF medie calcolate per i vari mesi.

3.3.8 NCF con basso SNR

Rientrano in questo caso due cammini: Napoli (SMN) – Castel Volturno (CV) e Castel Volturno (CV) – Caserta (CE), che attraversano il lato sud-occidentale e la parte centrale della Piana rispettivamente (Fig. 3.51). Nel primo caso è stata considerata come stazione master SMN, mentre nel secondo CV. Per entrambi i cammini le cross-correlazioni giornaliere sono state calcolate utilizzando una finestra temporale di 100 s e una banda di frequenza compresa tra 0.15 e 1 Hz.

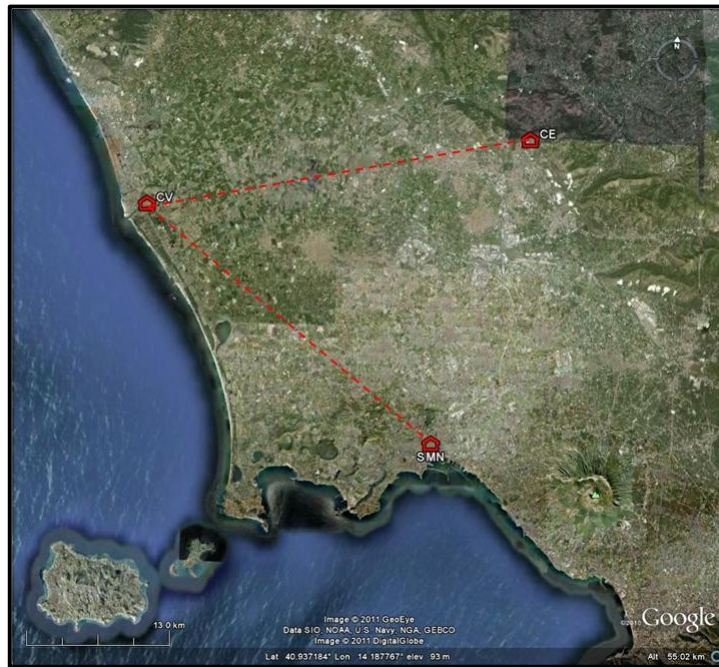


Fig. 3.51 Ubicazione dei tragitti SMN-CV e CV-CE.

Durante l'intero arco temporale di acquisizione non è stata osservata una funzione di cross-correlazione dove emergesse un distinto pacchetto di onde superficiali: da notare che questa acquisizione è stata effettuata nello stesso periodo in cui veniva effettuata quella relativa al cammino SMN-CE (vedi par. 3.2.1) dove invece è stata osservata una funzione di cross-correlazione caratterizzata da una direzione preferenziale del campo d'onda.

Bisogna sottolineare che le registrazioni alla stazione CV si presentavano maggiormente inficiate da rumore di natura antropica, essendo alloggiata nell'ufficio direzione di una scuola media. Non è esclusa inoltre la possibile influenza degli effetti di sito: a tal proposito vengono mostrati i rapporti H/V calcolati per tale stazione (Fig. 3.52). È stata scelta per tale calcolo una giornata di acquisizione caratterizzata da rumore stabile che è stata suddivisa in intervalli di 90 minuti per i quali sono stati calcolati i rapporti H/V medi, considerando una finestra di analisi pari a 20 s.

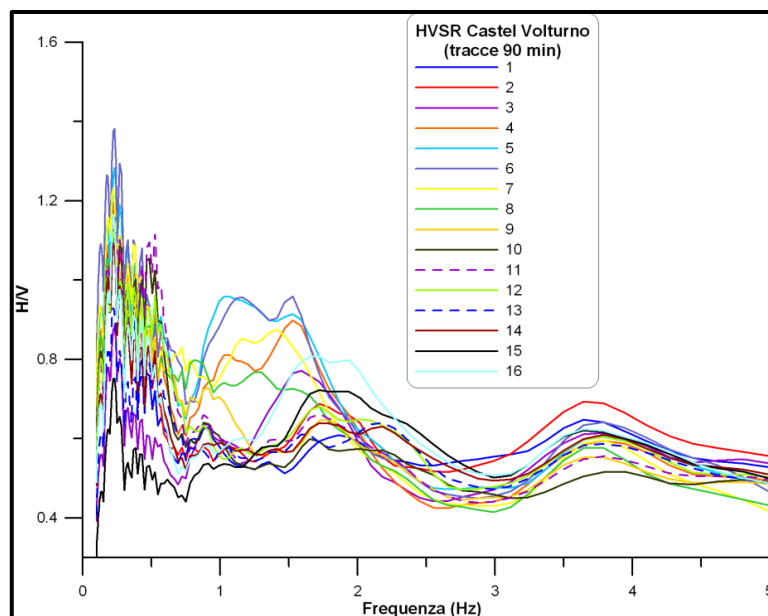


Fig. 3.52 Rapporti H/V calcolati per la stazione CV.

È evidente come il sito mostri frequenze di risonanza anche nell'intervallo in frequenza utilizzato nel calcolo delle cross-correlazioni giornaliere (0.15-1 Hz).

È stata effettuata la simmetrizzazione delle tracce ottenute dallo stacking mensile delle cross-correlazioni medie giornaliere al fine di migliorare il rapporto segnale/rumore, i segnali così ottenuti (componenti radiali e verticali) sono stati processati con l'analisi FTAN (Fig. 3.53, 3.54, 3.55, 3.56, 3.57, 3.58).

Sono state quindi calcolate le curve medie da invertire per entrambi i cammini utilizzando curve di dispersione estratte sia dalle componenti verticali che da quelle radiali delle NCF simmetrizzate.

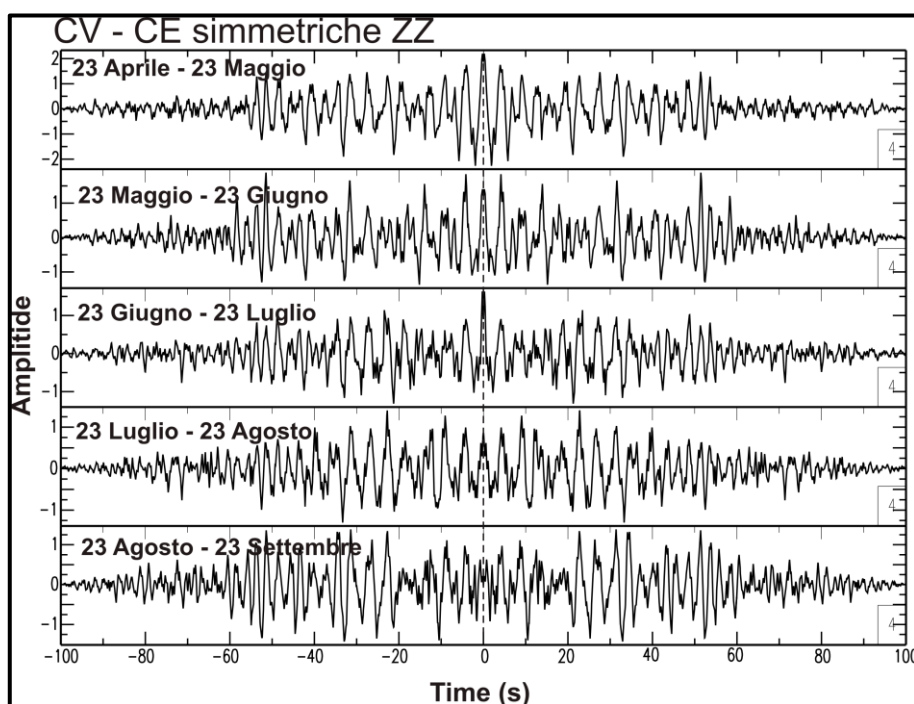


Fig. 3.53 Simmetrizzazione delle cross-correlazioni medie mensili (componente verticale) calcolate per il cammino CV-CE.

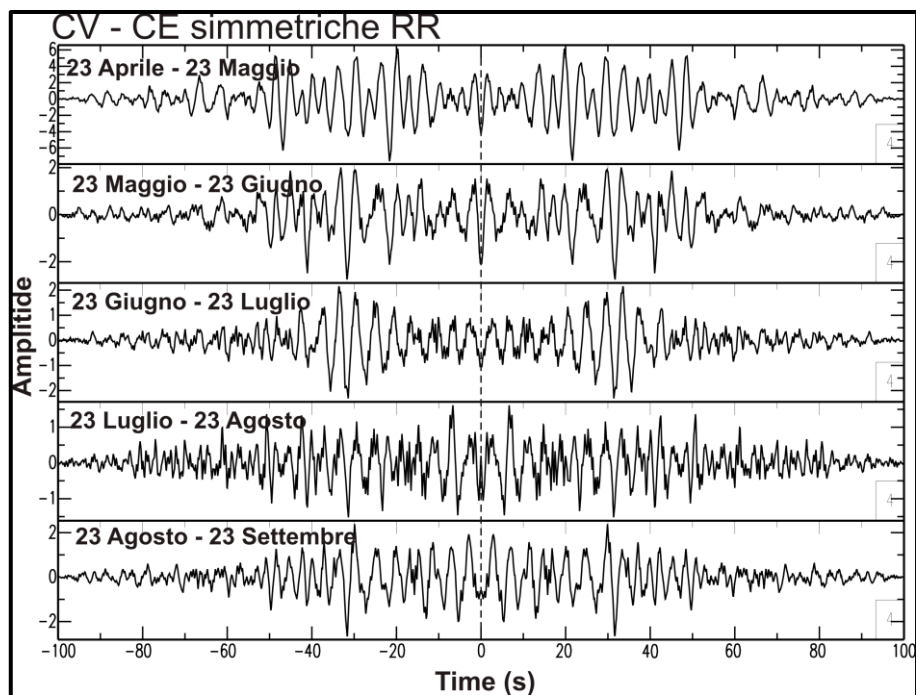


Fig. 3.54 Simmetrizzazione delle cross-correlazioni medie mensili (componente radiale) calcolate per il cammino CV-CE.

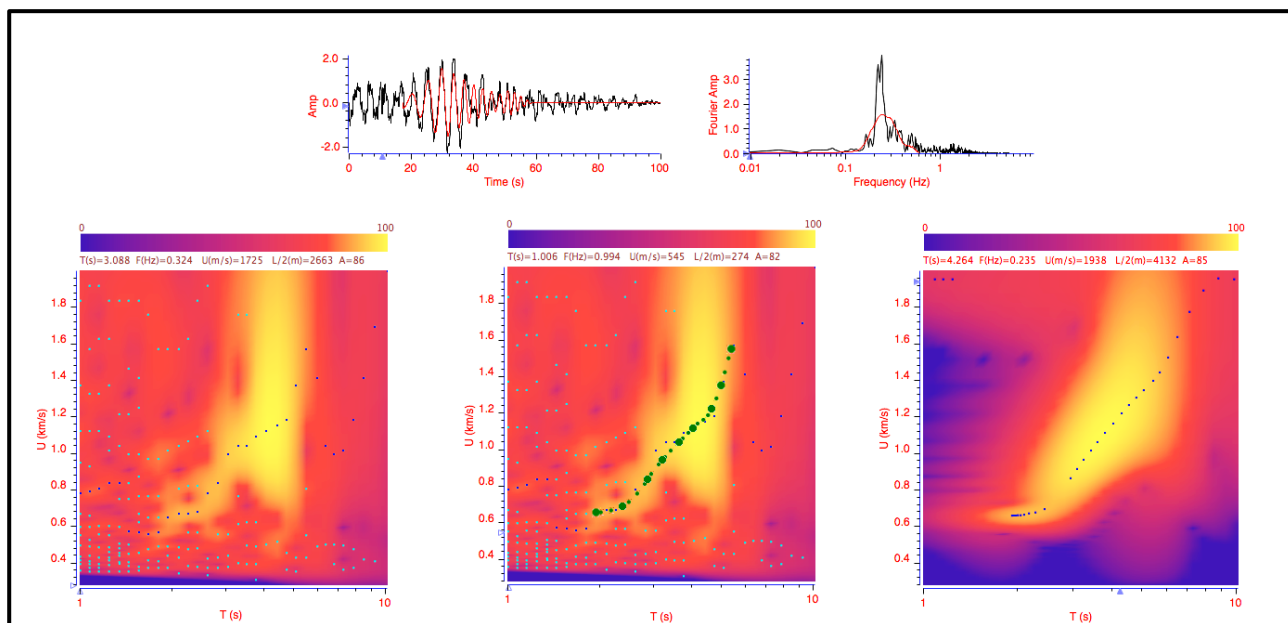


Fig. 3.55 Analisi FTAN effettuata sulla cross-correlazione media (componente radiale) calcolata per il cammino CV-CE relativa al periodo 23/06 – 23/07 2009.

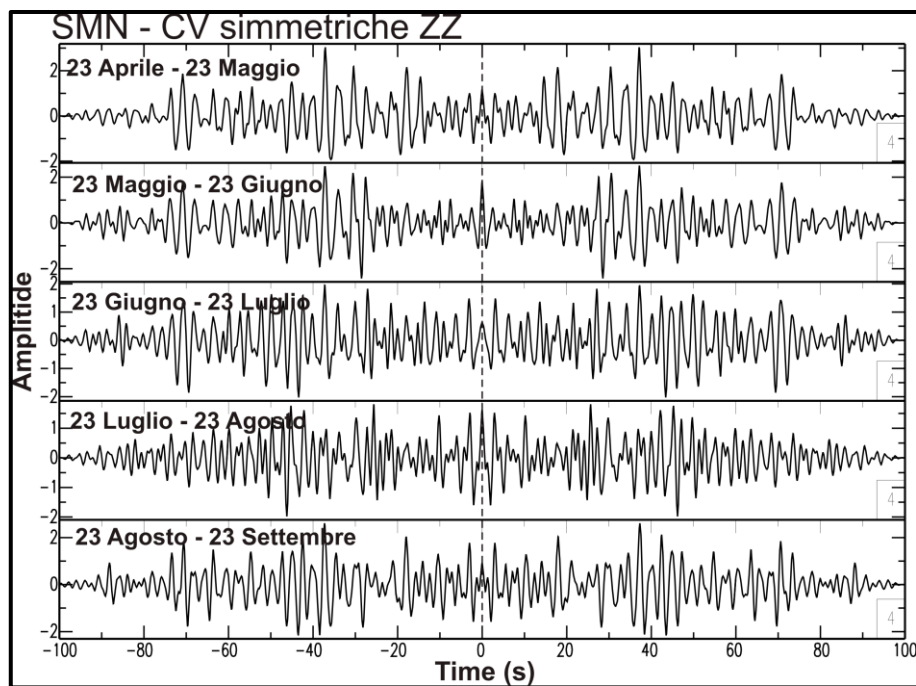


Fig. 3.56 Simmetrizzazione delle cross-correlazioni medie mensili (componente verticale) calcolate per il cammino SMN-CV.

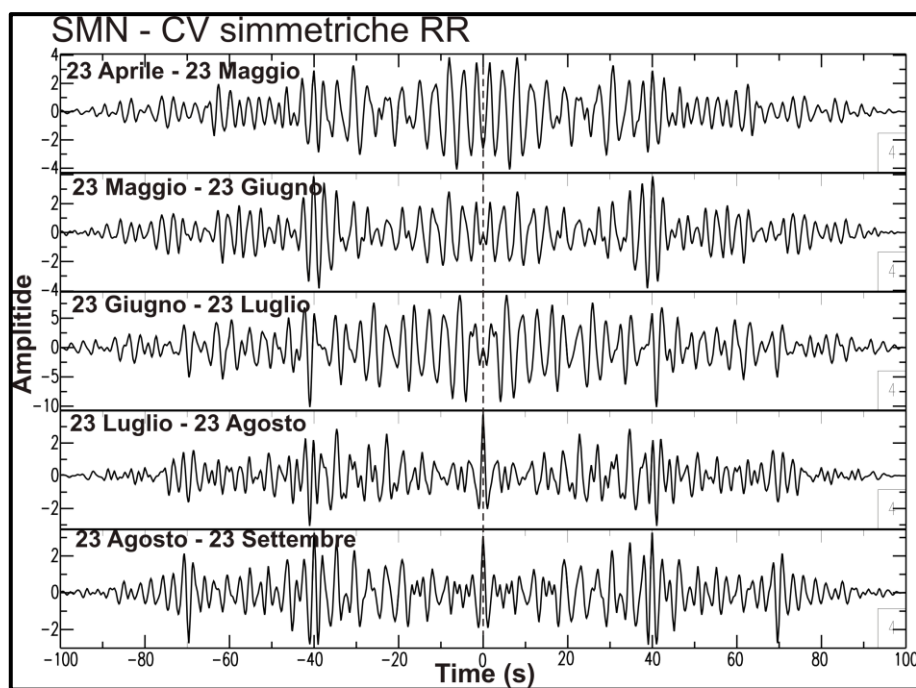


Fig. 3.57 Simmetrizzazione delle cross-correlazioni medie mensili (componente radiale) calcolate per il cammino SMN-CV.

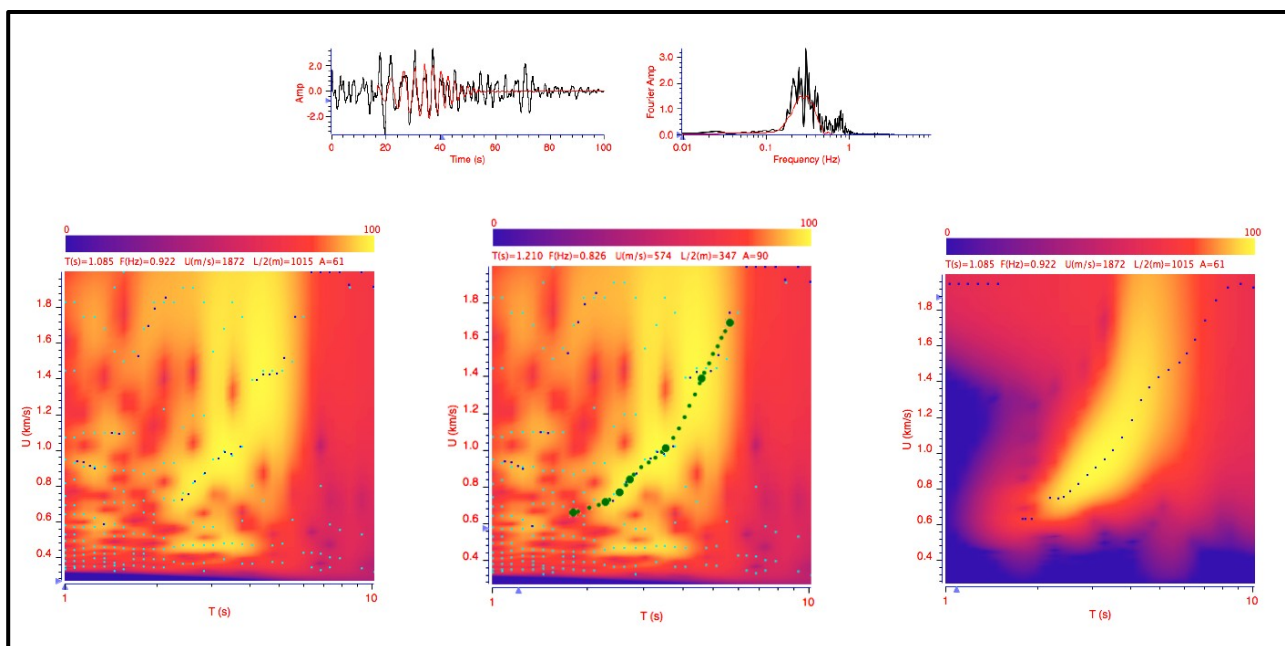


Fig. 3.58 Analisi FTAN effettuata sulla cross-correlazione media (componente radiale) calcolata per il cammino SMN-CV relativa al periodo 23/04 – 23/05 2009.

Le curve di dispersione medie ottenute dalle NCF sono state confrontate con la curva media calcolata dall'analisi di un terremoto con tragitto evento-stazione che attraversa l'area campionata dai due cammini di rumore (Fig. 3.59).

Il terremoto considerato è del 06/02/2008, ora UTC 18:34:17.0, con epicentro localizzato a Sessa Aurunca, paese alle pendici del Roccamonfina e magnitudo locale stimata pari a 3.1.

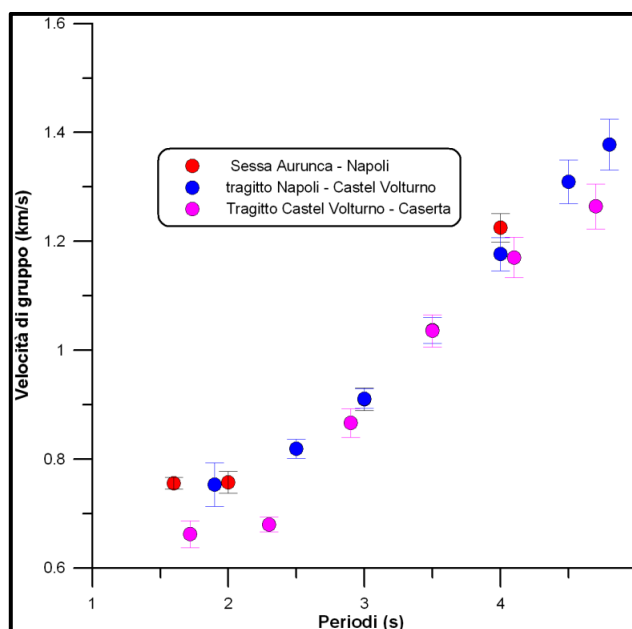


Fig. 3.59 Confronto curve medie calcolata per i cammini NCF Napoli (SMN) – Castel Volturno (CV), Castel Volturno (CV) – Caserta (CE) e la curva media calcolata analizzando la componente radiale e verticale del terremoto con epicentro a Sessa Aurunca (06/02/2008) e registrato a Napoli.

Il buon accordo tra le curve di dispersione ha validato l'analisi delle NCF nonostante il basso rapporto segnale/rumore (Fig. 3.59).

3.4 Conclusioni e curve medie estratte dalle NCF

In sintesi sono stati analizzati 19 coppie di stazioni per il calcolo delle NCF, ma solo per 7 di esse è stato possibile calcolare una curva di dispersione media delle velocità di gruppo del modo fondamentale delle onde di Rayleigh. L'esito positivo o negativo di tali esperimenti può essere attribuito tanto alla direzione dei tragitti di misura rispetto alla sorgente principale del campo d'onda quanto ai problemi annessi all'acquisizione dei dati. L'osservazione in generale di funzioni di cross-correlazione che presentano pacchetti di onde superficiali solo nella parte causale del segnale, avendo utilizzato come stazioni master quelle più prossime al mare, porta a ritenere l'azimuth ortogonale alla linea di costa, come una discriminante importante nella riuscita delle sperimentazioni effettuate.

In generale le funzioni di cross-correlazione estratte per i diversi cammini si sono dimostrate stabili, durante i mesi di osservazione, sia per quanto riguarda l'arrivo della fase più veloce sia per quanto concerne le peculiarità osservate in termini di forma d'onda e quindi di dati di dispersione estratti. Tale stabilità è stata riscontrata anche dopo qualche anno nello stesso periodo stagionale, lungo tragitti pressappoco coincidenti (par. 3.3.2). Il confronto dei dati di dispersione estratti dall'analisi di un terremoto, con cammino evento stazione pressoché coincidente col cammino di rumore SMN-PTM, ha prodotto un ottimo accordo, il che è molto promettente nell'utilizzo della tecnica di analisi del rumore proposta (par. 3.3.4).

In generale nelle sperimentazioni di cross-correlazione di rumore sismico effettuate è stata ritenuta affidabile la sola componente verticale delle NCF calcolate, sebbene si sono verificate delle eccezioni come per il tragitto SMN-QUAR (par. 3.3.7).

Sembra infine rispettato il proposito di colmare, almeno in parte, il gap di dati di dispersione estratti dai terremoti a scala locale (al massimo 2-3s) e quelli estratti a scala regionale (minimo 7-10 s), coprendo delle aree che normalmente non sono campionate da campi d'onda generati da terremoti.

In conclusione, è stato possibile calcolare le curve di dispersione medie per 7 tragitti che sono molto importanti per la definizione delle strutture della Piana Campana (Fig. 3.60).

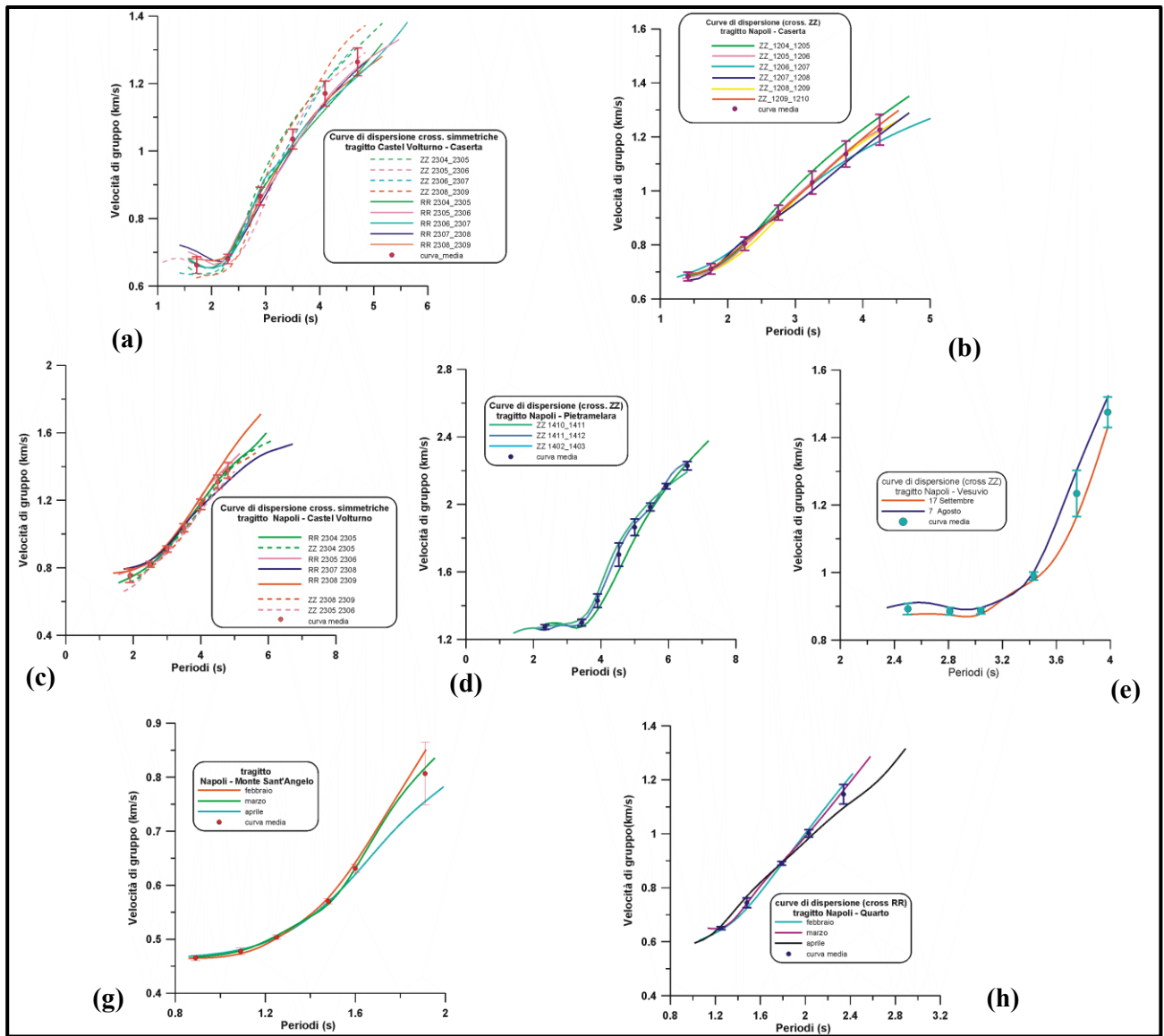


Fig. 3.60 Curve di dispersione medie per i cammini dove è riuscita la sperimentazione di cross-correlazione di rumore sismico: (a) Castel Volturno - Caserta; (b) Napoli - Caserta; (c) Napoli - Castel Volturno; (d) Napoli - Pietramelara; (e) Napoli - Trecase al Vesuvio; (f) Napoli - Monte Sant' Angelo; (g) Napoli - Quarto.

Capitolo 4

Inversione dei dati di dispersione

I dati di dispersione estratti sia dall'analisi delle funzioni di cross-correlazione che dall'analisi di terremoti (descritta successivamente nel paragrafo 4.2) sono stati invertiti con il metodo Hedgehog (Panza et al., 2007a; Nunziata, 2010 e referenze citate) al fine di ottenere dei modelli medi di V_s con la profondità per ciascun tragitto analizzato.

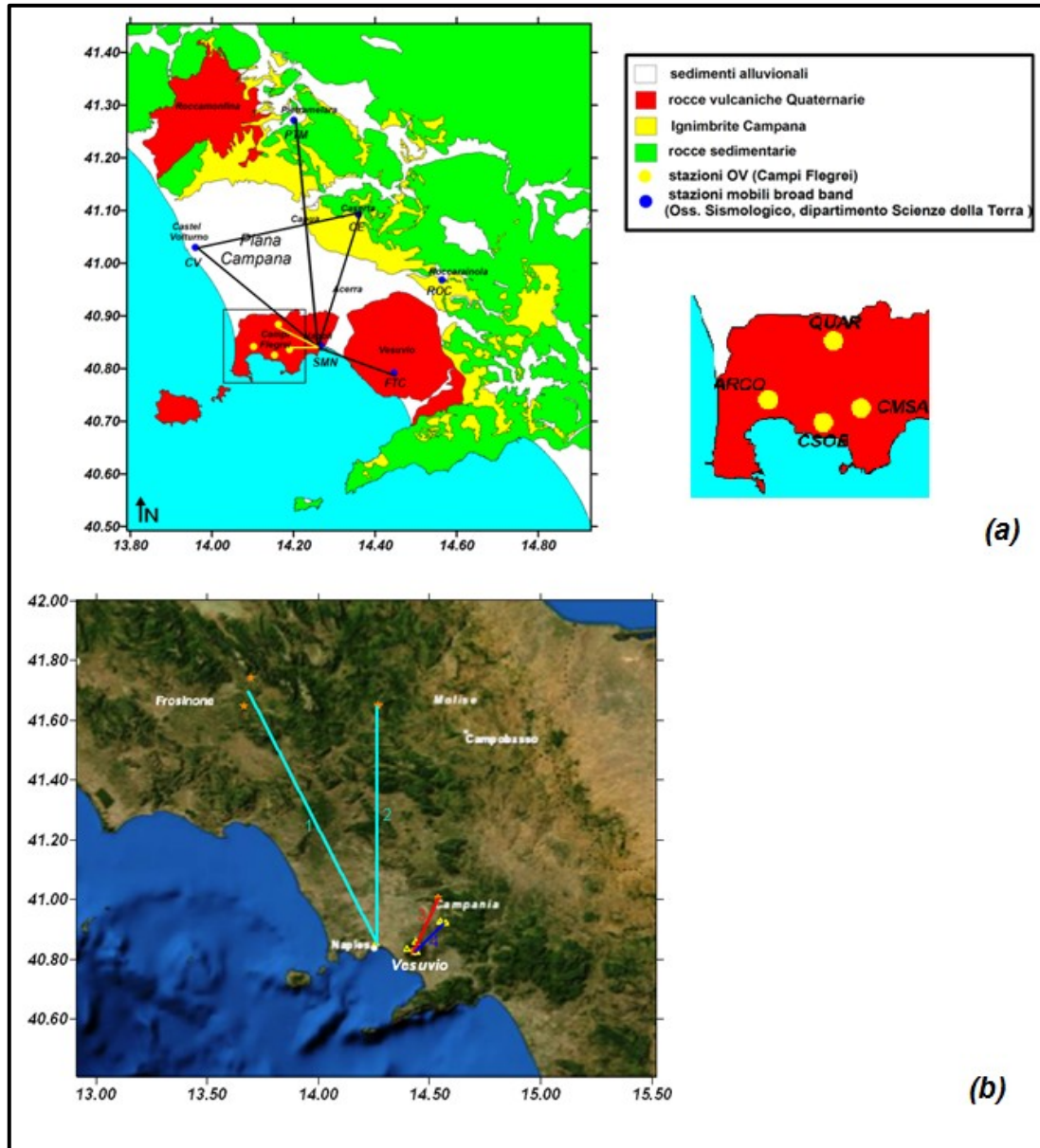


Fig. 4.1 (a) Ubicazione dei tragitti di rumore analizzati per i quali è stato possibile calcolare una curva di dispersione media: con la linea gialla sono evidenziati i tragitti che hanno campionato periodi inferiori ai 3 s mentre in nero quelli che hanno campionato periodi superiori; (b) ubicazione tragitti terremoti-stazione: linea 1= tragitto Frosinone-Napoli, linea 2 = tragitto Sannio-Napoli; linea 3 = tragitto Avella-Vesuvio; linea 4 = tragitto Nola-Vesuvio.

Per i tragitti che hanno campionato periodi ≥ 3 s, le curve medie calcolate sono state invertite simultaneamente ai dati regionali di dispersione delle velocità di fase e di gruppo relativi alle celle di $1^\circ \times 1^\circ$ in cui è stata suddivisa la penisola italiana nella tomografia delle onde superficiali di Rayleigh (Panza et al., 2007a). Sono state quindi investigate le strutture crostali lasciando invariata a profondità maggiori la struttura della cella presa a riferimento. Per i cammini caratterizzati da una curva di dispersione con periodi inferiori ai 3 s, l'inversione è stata condotta utilizzando solo i dati di dispersione locali, con una profondità massima risolta di 2.5 km.

In generale l'inversione dei dati di dispersione è stata effettuata perturbando un modello di Terra iniziale definito da una quantità variabile di parametri invertiti a seconda della profondità massima investigata (definiti generalmente da n velocità iniziali ed $n-2$ o $n-1$ spessori iniziali). L'analisi delle derivate delle velocità di gruppo rispetto ai parametri elastici ha consentito di definire la massima profondità di risentimento al massimo periodo investigato e di calcolare gli step di variabilità dei parametri invertiti (vedi par. 2.3). L'inversione delle curve di dispersione medie ha dato un set di soluzioni, in numero comparabile a quello dei parametri invertiti, che differiscono l'una dall'altra di una quantità pari a ± 1 step. Tra tutte le soluzioni, tutte matematicamente plausibili, viene presentata in questo capitolo, quella caratterizzata dall'r.m.s. minimo (criterio matematico utilizzato in questo lavoro di tesi).

4.1 Inversione dei dati di dispersione estratti dalle NCF

I cammini analizzati tramite cross-correlazione per i quali è stato possibile calcolare una curva di dispersione media sono ubicati in figura 4.1a.

La Piana Campana è a nord delle aree vulcaniche attive dei Campi Flegrei e del Vesuvio. L'interpretazione geologica dei modelli di V_S deve necessariamente scaturire dal confronto con i modelli ottenuti nelle suddette aree vulcaniche. Pertanto anche se l'area studiata ricade a cavallo di tre celle (Panza et al., 2007a), per i cammini di rumore invertiti con i dati regionali è stata scelta come rappresentativa la cella A4 (con centro 40.5° N; 14.5° E) che comprende i distretti vulcanici del Vesuvio e dei Campi Flegrei. I dati di dispersione della cella A4 consistono di velocità di fase a periodi di 25-80 s e di velocità di gruppo a periodi di 10-150 s (Tab. 4.1). Il modello di V_S attribuito alla cella è profondo 350 km (Fig. 4.2) ed è caratterizzato da una forte diminuzione di velocità (da 3.35 km/s a 2.55 km/s) a 6 km di profondità, e da una Moho a 23 km con V_S di 4.2 km/s (Brandmayr et al., 2010).

T(s)	C(T) (km/s)	$\sigma_{C(T)}$	U(T) (km/s)	$\sigma_{U(T)}$
10			2.381	0.130
15			2.616	0.110
20			2.909	0.105
25	3.576	0.110	3.077	0.105
30	3.682	0.090	3.261	0.095
35	3.739	0.080	3.311	0.095
50	3.841	0.060	3.612	0.095
80	3.930	0.060	3.761	0.130
100			3.712	0.080
125			3.642	0.080
150			3.577	0.080

Tab. 4.1 Dati di dispersione (media più errore σ) delle velocità di fase (c) e di gruppo (U) relativi alla cella A4 (Panza et al., 2007a)

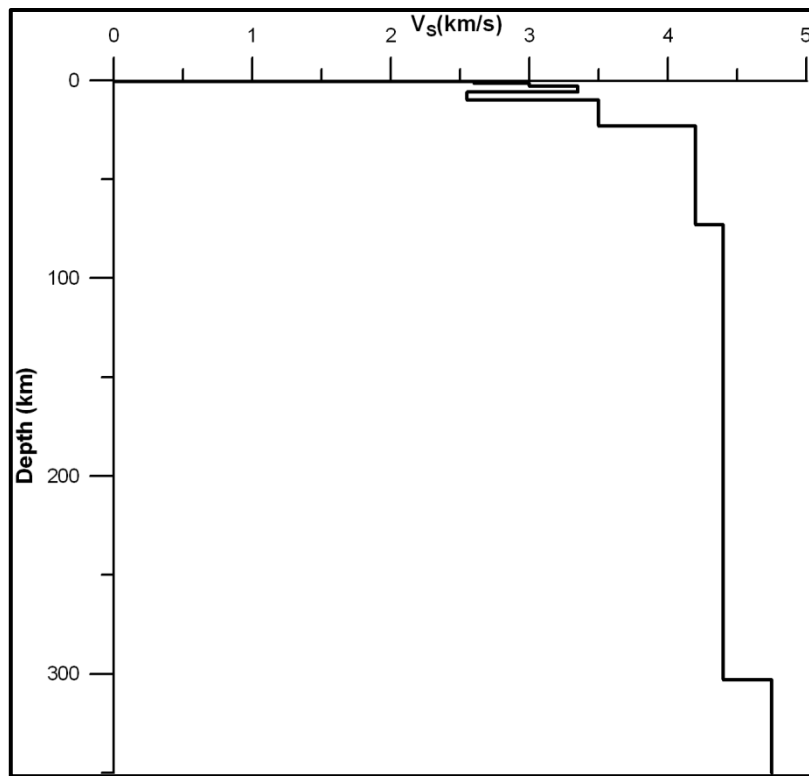


Fig. 4.2 Modello di V_s in funzione della profondità ottenuto dall'inversione dei dati di dispersione delle velocità di fase e di gruppo relativi alla cella A4 (Brandmayr et al., 2010)

Vengono nel seguito presentati, tragitto per tragitto, i dati di dispersione e la parametrizzazione del modello di partenza perturbato ed i risultati delle loro inversioni.

4.1.1 Tragitto Castel Volturno - Caserta

La curva di dispersione media delle velocità di gruppo è stata calcolata sulle curve estratte dalle componenti radiali e verticali delle funzioni di cross-correlazione (Fig. 3.60a). Sono riportati in tabella 4.2 i dati locali ($T=1.7-4.7s$) che sono stati invertiti simultaneamente ai dati regionali della cella A4.

La struttura di partenza dell'inversione è caratterizzata da 12 parametri indipendenti (5 spessori e 7 velocità).

T(s)	C(T) (km/s)	$\sigma_{C(T)}$	U(T) (km/s)	$\sigma_{U(T)}$	Dati locali
1.7			0.662	0.025	
2.3			0.680	0.014	
2.9			0.866	0.026	
3.5			1.036	0.030	
4.1			1.170	0.037	
4.7			1.264	0.041	
10			2.381	0.130	Cella A4
15			2.616	0.110	
20			2.909	0.105	
25	3.576	0.110	3.077	0.105	
30	3.682	0.090	3.261	0.095	
35	3.739	0.080	3.311	0.095	
50	3.841	0.060	3.612	0.095	
80	3.93	0.060	3.761	0.130	
100			3.712	0.080	
125			3.642	0.080	
150			3.577	0.080	

(a)

Parametri	Step	Range	$V_S(km/s)$
0.58			
P1	0.05	0.80 – 1.60	
P2	0.07	1.20 – 2.86	
P3	0.20	1.40 – 3.55	
P4	0.35	1.65 – 3.76	
P5	0.35	2.75 – 4.00	
P6	0.35	2.70 – 4.60	
P7	0.10	3.60 – 4.70	
1.8			$V_P/V_S(km/s)$
0.2			H(km)
0.7			
P8	0.25	0.25 – 5.25	
P9	0.70	1.11 – 6.80	
P10	1.80	0.50 – 7.00	
P11	5.00	2.00 – 23.00	
P12	8.00	4.00 – 38.10	

(b)

Tab 4.2 Dati per l'inversione del tragitto Castel Volturno (CV) – Caserta (CE): (a) Dati di dispersione delle velocità di gruppo medie (U) locali e regionali e delle velocità di fase (C) regionali con relativa barra d'errore (σ); (b) Parametrizzazione del modello di input (profondità massima 73 km), in grassetto nero vengono indicati i parametri invertiti, mentre in grassetto arancio quelli fissati.

L'inversione Hedgehog effettuata per questo cammino ha restituito un set di 9 soluzioni (Fig. 4.3). Il modello di V_S con l'r.m.s. minimo è definito da strati caratterizzati da velocità crescenti da 0.60 km/s a 3.85 km/s fino ad una profondità di circa 14 km, alla base dei quali viene rinvenuto uno strato caratterizzato da una riduzione di velocità del 5%. La discontinuità della Moho, con un valore di V_S pari a 4.2 km/s, viene ritrovata ad una profondità di ≈ 25 km.

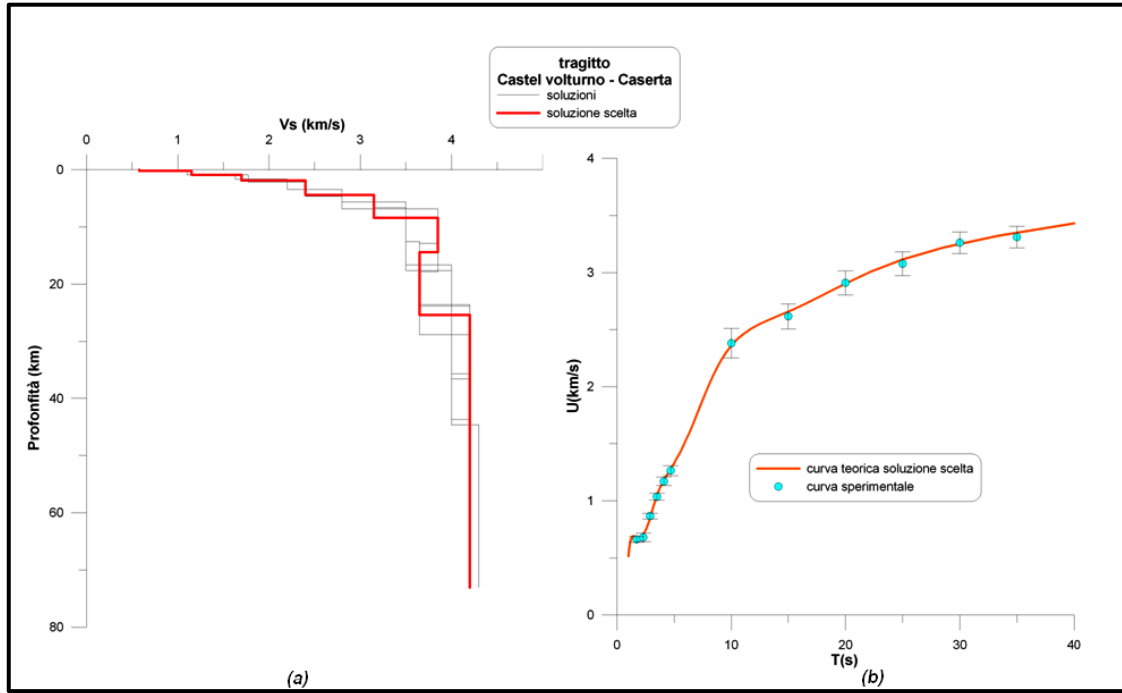


Fig. 4.3 (a) Set di soluzioni ottenuto dall'inversione della curva media calcolata per il cammino CV-CE: con la linea rossa spessa viene evidenziata, la soluzione scelta con l'r.m.s. minimo; (b) curva di dispersione teorica delle velocità di gruppo relativa alla soluzione scelta.

4.1.2 Tragitto Napoli - Caserta

La curva di dispersione media delle velocità di gruppo è stata calcolata sulle curve estratte dalle componenti verticali delle funzioni di cross-correlazione (Fig. 3.60b). Sono riportati in tabella 4.3 i dati locali ($T=1.4-4.3s$) che sono stati invertiti simultaneamente ai dati regionali della cella A4.

T(s)	C(T) (km/s)	$\sigma_{C(T)}$	U(T) (km/s)	$\sigma_{U(T)}$	
1.4			0.683	0.017	Dati locali
1.8			0.711	0.020	
2.3			0.804	0.025	
2.8			0.919	0.027	
3.3			1.031	0.042	
3.8			1.137	0.048	
4.3			1.226	0.056	
10			2.381	0.130	Cella A4
15			2.616	0.110	
20			2.909	0.105	
25	3.576	0.110	3.077	0.105	
30	3.682	0.090	3.261	0.095	
35	3.739	0.080	3.311	0.095	
50	3.841	0.060	3.612	0.095	
80	3.930	0.060	3.761	0.130	
100			3.712	0.080	
125			3.642	0.080	
150			3.577	0.080	

(a)

Parametri	Step	Range	
0.52			V_S(km/s)
P1	0.05	0.80 – 1.60	
P2	0.10	1.20 – 2.86	
P3	0.20	1.40 – 3.55	
P4	0.40	1.65 – 3.76	
P5	0.35	2.75 – 4.00	
P6	0.35	2.70 – 4.60	
P7	0.10	3.60 – 4.70	
1.8			V_P/V_S
0.2			H(km)
0.7			
P8	0.30	0.25 – 5.25	
P9	0.70	0.80 – 6.80	
P10	1.80	0.50 – 7.00	
P11	5.00	2.00 – 23.00	
P12	8.00	4.00 – 38.10	

(b)

Tab 4.3 Dati per l'inversione del tragitto Napoli (SMN) – Caserta (CE): (a) Dati di dispersione delle velocità di gruppo medie (U) locali e regionali e delle velocità di fase (C) regionali con relativa barra d'errore (σ); (b) Parametrizzazione del modello di input (profondità massima 73 km), in grassetto nero vengono indicati i parametri invertiti, mentre in grassetto arancio quelli fissati.

L'inversione Hedgehog effettuata per questo cammino ha restituito un set di 10 soluzioni (Fig. 4.4). La soluzione scelta con l'r.m.s. minimo presenta strati caratterizzati da valori di V_S crescenti da

0.52 km/s a 3.85 km/s fino a circa 13 km, a tale profondità viene individuato uno strato caratterizzato da una riduzione di velocità del 5%. La discontinuità della Moho, con valori delle velocità pari a 4.2 km/s, è presente ad una profondità di ≈ 24 km.

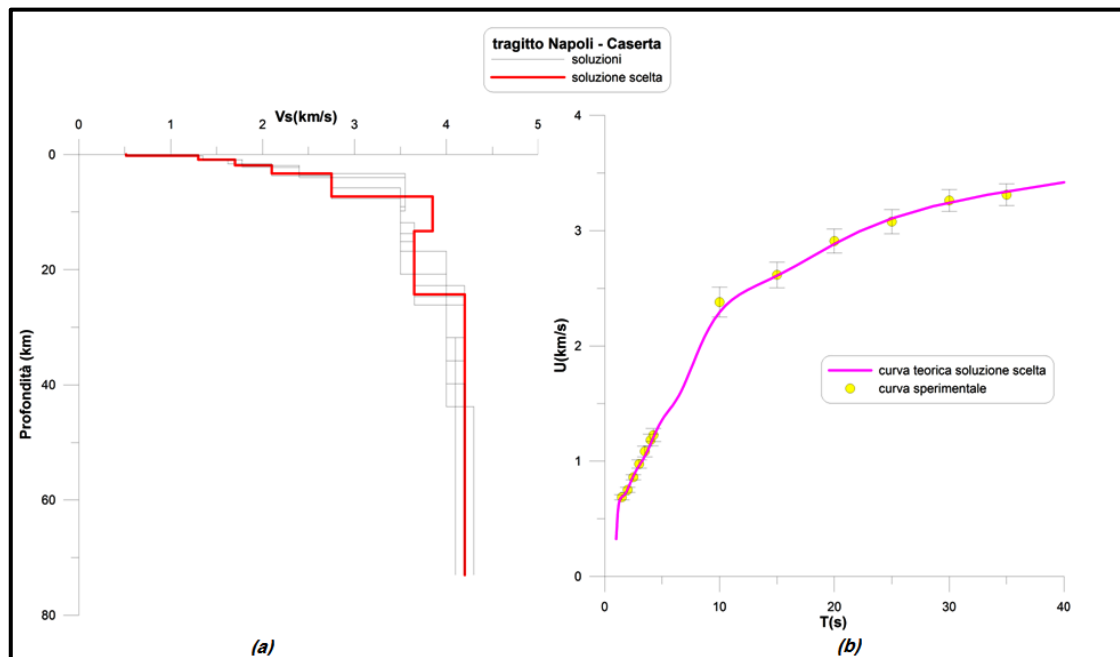


Fig. 4.4 (a) Set di soluzioni ottenuto dall'inversione della curva media calcolata per il cammino SMN-CE: con la linea rossa spessa viene evidenziata, la soluzione scelta con l'r.m.s. minimo; (b) curva di dispersione teorica delle velocità di gruppo relativa alla soluzione scelta.

4.1.3 Tragitto Napoli – Castel Volturno

La curva di dispersione media delle velocità di gruppo è stata calcolata sulle curve estratte dalle componenti radiali e verticali delle funzioni di cross-correlazione (Fig. 3.60c). Sono riportati in tabella 4.4 i dati locali ($T=1.9-4.8s$) che sono stati invertiti simultaneamente ai dati regionali della cella A4.

T(s)	C(T) (km/s)	$\sigma_{C(T)}$	U(T) (km/s)	$\sigma_{U(T)}$	
1.9			0.753	0.040	Dati locali
2.5			0.819	0.017	
3.0			0.911	0.018	
3.5			1.036	0.024	
4.0			1.177	0.030	
4.5			1.309	0.040	
4.8			1.378	0.046	
10			2.381	0.130	Cella A4
15			2.616	0.110	
20			2.909	0.105	
25	3.576	0.110	3.077	0.105	
30	3.682	0.090	3.261	0.095	
35	3.739	0.080	3.311	0.095	
50	3.841	0.060	3.612	0.095	
80	3.930	0.060	3.761	0.130	
100			3.712	0.080	
125			3.642	0.080	
150			3.577	0.080	

(a)

Parametri	Step	Range	
0.60			$V_S(km/s)$
P1	0.05	0.80 – 1.60	
P2	0.10	1.20 – 2.86	
P3	0.20	1.40 – 3.55	
P4	0.35	1.65 – 3.76	
P5	0.35	2.75 – 4.00	
P6	0.35	2.70 – 4.60	
P7	0.10	3.60 – 4.70	
1.8			V_P/V_S
0.2			H(km)
0.7			
P8	0.20	0.25 – 5.25	
P9	0.70	1.11 – 6.80	
P10	1.50	0.50 – 7.00	
P11	5.00	2.00 – 23.00	
P12	8.00	4.00 – 38.10	

(b)

Tab. 4.4 Dati per l'inversione del tragitto Napoli (SMN) – Castel Volturno (CV): (a) Dati di dispersione delle velocità di gruppo medie (U) locali e regionali e delle velocità di fase (C) regionali con relativa barra d'errore (σ); (b) Parametrizzazione del modello di input (profondità massima 73 km), in grassetto nero vengono indicati i parametri invertiti, mentre in grassetto arancio quelli fissati.

L'inversione condotta per questo cammino ha restituito un set di 9 soluzioni (Fig. 4.5)

Il modello con l'r.m.s. minimo presenta strati con valori di V_S crescenti da 0.58 km/s a 3.85 km/s fino ad una profondità di circa 15 km, alla base dei quali viene riscontrato uno strato caratterizzato da una riduzione di velocità del 5%. La discontinuità della Moho, con valori delle velocità pari a 4.2 km/s, è individuata a ≈ 26 km di profondità.

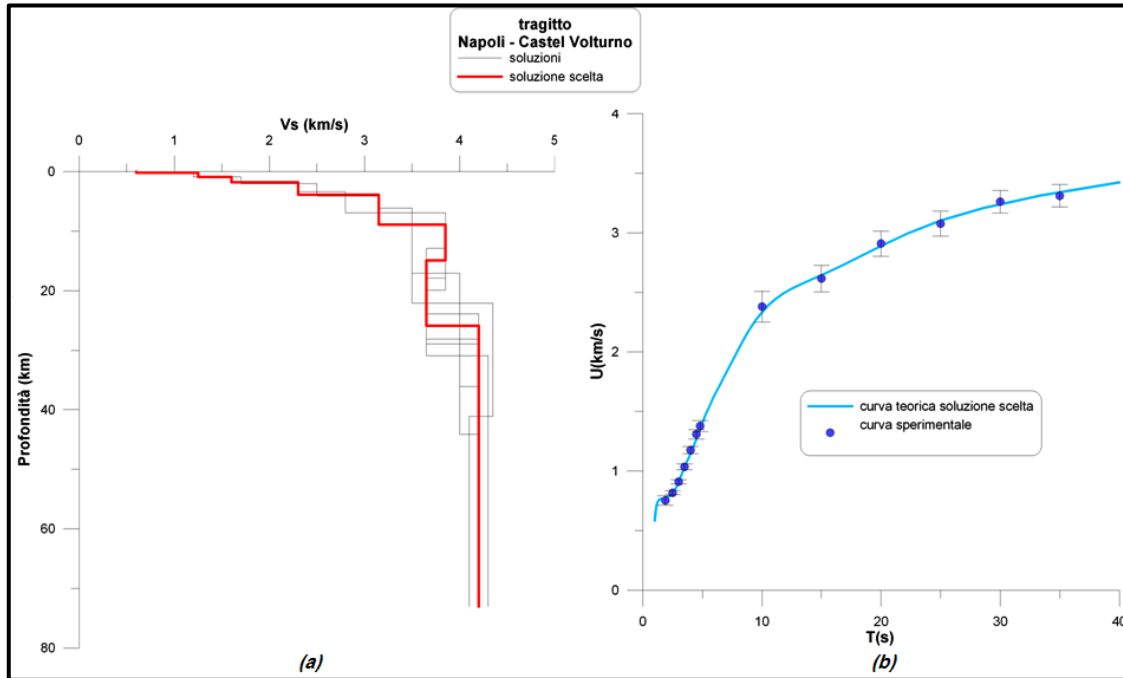


Fig. 4.5 (a) Set di soluzioni ottenuto dall'inversione della curva media calcolata per il cammino SMN-CV: con la linea rossa spessa viene evidenziata, la soluzione scelta con l' r.m.s. minimo; (b) curva di dispersione teorica delle velocità di gruppo relativa alla soluzione scelta.

4.1.4 Tragitto Napoli – Pietramelara

La curva di dispersione media delle velocità di gruppo è stata calcolata sulle curve estratte dalle componenti verticali delle funzioni di cross-correlazione (Fig. 3.60d). Sono riportati in tabella 4.5 i dati locali ($T=2.3-6.6s$) che sono stati invertiti simultaneamente ai dati regionali della cella A4.

T(s)	C(T) (km/s)	$\sigma_{C(T)}$	U(T) (km/s)	$\sigma_{U(T)}$	
2.3			1.272	0.014	Dati locali
3.4			1.300	0.020	
3.9			1.430	0.041	
4.5			1.702	0.069	
5.0			1.864	0.049	
5.5			1.984	0.024	
6.0			2.108	0.016	
6.6			2.228	0.025	
10			2.381	0.130	Cella A4
15			2.616	0.110	
20			2.909	0.105	
25	3.576	0.110	3.077	0.105	
30	3.682	0.090	3.261	0.095	
35	3.739	0.080	3.311	0.095	
50	3.841	0.060	3.612	0.095	
80	3.930	0.060	3.761	0.130	
100			3.712	0.080	
125			3.642	0.080	
150			3.577	0.080	

(a)

Parametri	Step	Range	
1.10			V_S(km/s)
P1	0.05	0.80 – 1.90	
P2	0.08	1.20 – 2.86	
P3	0.18	1.90 – 3.50	
P4	0.20	2.75 – 3.85	
P5	0.25	2.95 – 3.96	
P6	0.30	2.70 – 4.60	
P7	0.10	3.60 – 4.70	
1.8			V_P/V_S
0.2			H(km)
0.8			
P8	0.20	0.25 – 5.25	
P9	0.50	1.11 – 6.80	
P10	1.00	0.60 – 7.00	
P11	5.00	2.00 – 23.10	
P12	8.00	4.00 – 34.10	

(b)

Tab 4.5 Dati per l'inversione del tragitto Napoli (SMN) – Pietramelara (PTM): (a) Dati di dispersione delle velocità di gruppo medie (U) locali e regionali e delle velocità di fase (C) regionali con relativa barra d'errore (σ); (b) Parametrizzazione del modello di input (profondità massima 73 km), in grassetto nero vengono indicati i parametri invertiti, mentre in grassetto arancio quelli fissati.

L'inversione effettuata per questo cammino, ha restituito un set di 5 soluzioni (Fig. 4.6). Tale modello presenta valori crescenti di V_S da 1.18 km/s a 3.40 km/s fino circa 9 km, profondità dalla quale inizia uno strato caratterizzato da una diminuzione di velocità del 4%. Alla base di questo strato, a circa 15 km, la V_S assume un valore pari a 3.85 km/s. La discontinuità della Moho, con valori della velocità delle onde di taglio pari a 4.3 km/s, viene ritrovata ad una profondità di 34 km.

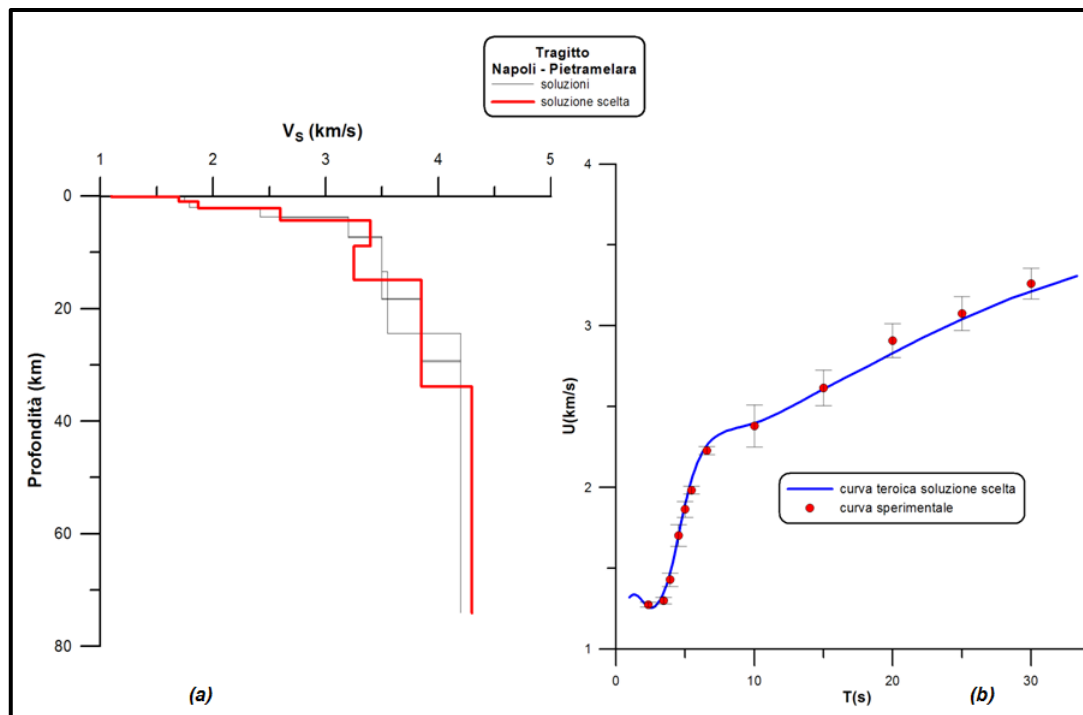


Fig. 4.7 (a) Set di soluzioni ottenuto dall'inversione della curva media calcolata per il cammino SMN-PTM: con la linea rossa spessa viene evidenziata, la soluzione scelta con l'r.m.s. minimo; (b) curva di dispersione teorica delle velocità di gruppo relativa alla soluzione scelta.

4.1.6 Tragitto Trecase al Vesuvio – Napoli

La curva di dispersione media delle velocità di gruppo è stata calcolata sulle curve estratte dalle componenti verticali delle funzioni di cross-correlazione (Fig. 3.60e). Sono riportati in tabella 4.6 i dati locali ($T=2.5-4.0s$) che sono stati invertiti simultaneamente ai dati regionali della cella A4.

T(s)	C(T) (km/s)	$\sigma_{C(T)}$	U(T) (km/s)	$\sigma_{U(T)}$	
2.5			0.892	0.017	Dati locali
2.8			0.885	0.011	
3.0			0.887	0.009	
3.4			0.990	0.012	
3.8			1.234	0.069	
4.0			1.475	0.045	
10			2.381	0.130	
15			2.616	0.110	Cella A4
20			2.909	0.105	
25	3.576	0.110	3.077	0.105	
30	3.682	0.090	3.261	0.095	
35	3.739	0.080	3.311	0.095	
50	3.841	0.060	3.612	0.095	
80	3.930	0.060	3.761	0.130	
100			3.712	0.080	
125			3.642	0.080	
150			3.577	0.080	

(a)

Parametri	Step	Range	
0.58			V_S(km/s)
P1	0.04	0.80 – 1.60	
P2	0.05	1.20 – 2.86	
P3	0.20	2.20 – 3.90	
P4	0.30	2.85 – 3.90	
P5	0.25	2.70 – 4.60	
P6	0.15	3.30 – 4.70	
1.8			V_P/V_S
0.2			H(km)
0.8			
P7	0.05	0.25 – 5.25	
P8	1.50	2.00 – 9.80	
P9	3.00	3.00 – 13.00	
P10	6.00	10.00 – 38.10	

(b)

Tab. 4.6 Dati per l'inversione del tragitto Napoli (SMN) – Trecase (FTC) (a) Dati di dispersione delle velocità di gruppo medie (U) locali e regionali e delle velocità di fase (C) regionali con relativa barra d'errore (σ); (b) Parametrizzazione del modello di input (profondità massima 73 km), in grassetto nero vengono indicati i parametri invertiti, mentre in grassetto arancio quelli fissati.

L'inversione condotta per questo cammino ha restituito un set di 8 soluzioni (Fig.4.8)

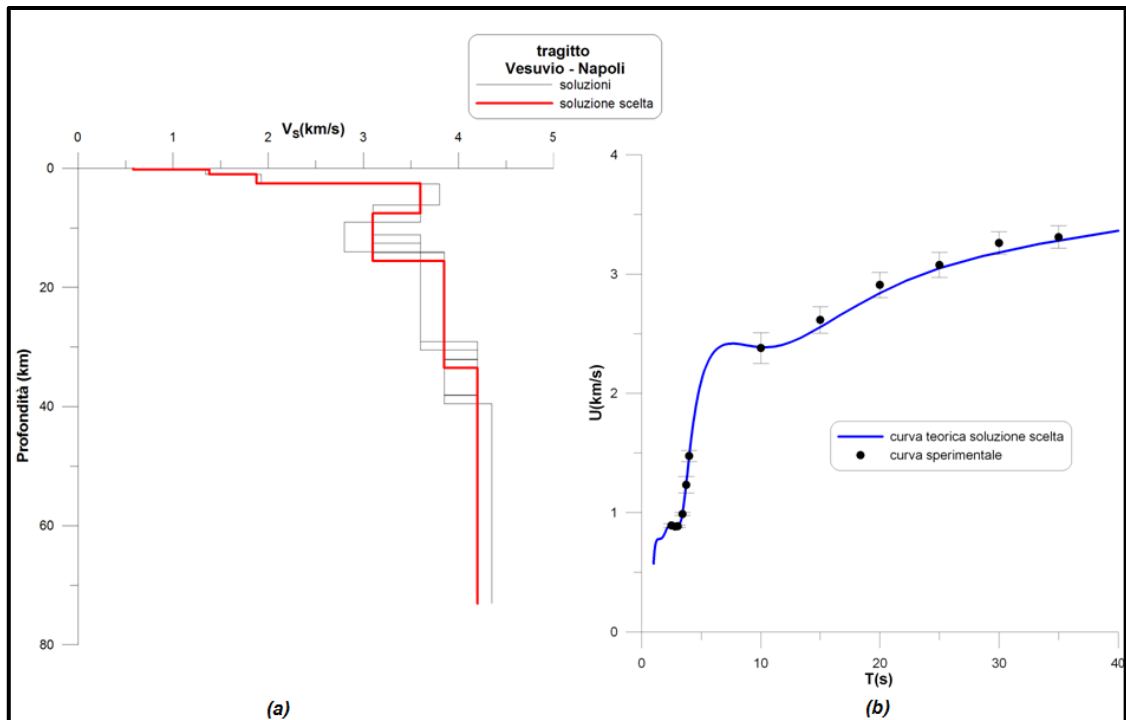


Fig. 4.8 (a) Set di soluzioni ottenuto dall'inversione della curva media calcolata per il cammino SMN-FTC: con la linea rossa spessa viene evidenziata, la soluzione scelta con l'r.m.s. minimo; (b) curva di dispersione teorica delle velocità di gruppo relativa alla soluzione scelta.

Il modello di V_S con l'r.m.s. minimo è caratterizzato da velocità crescenti da 0.58 km/s a 3.6 km/s fino ad una profondità di circa 8 km, dopo di che viene individuato uno strato caratterizzato da una riduzione della V_S del 14 %. A circa 16 km di profondità il valore della V_S ritorna di nuovo ad essere crescente assumendo un valore pari a 3.85 km/s. La Moho è riscontrata ad una profondità di 33 km, dove la V_S assume un valore pari a 4.2 km/s.

4.1.7 Napoli – Monte Sant’Angelo

La curva di dispersione media delle velocità di gruppo è stata calcolata sulle curve estratte dalle componenti verticali delle funzioni di cross-correlazione (Fig. 3.60f). Sono riportati in tabella i dati di dispersione utilizzati ($T= 0.9\text{-}1.9\text{s}$). La parametrizzazione del modello di input è definito da 7 parametri indipendenti (3 spessori e 4 velocità):

T(s)	U(km/s)	σ
0.9	0.465	0.010
1.1	0.478	0.006
1.3	0.504	0.004
1.5	0.570	0.010
1.6	0.631	0.010
1.9	0.808	0.058

(a)

Parametri	Step	Range	
0.50			
P1	0.030	0.50 – 1.06	$V_S(\text{km/s})$
P2	0.050	0.60 – 1.10	
P3	0.050	0.80 – 1.40	
P4	0.080	1.20 – 1.90	
1.8			V_P/V_S
0.08			
P6	0.030	0.06 – 0.30	H(km)
P7	0.030	0.06 – 0.39	
P8	0.050	0.10 – 0.80	

(b)

Tab 4.7 Dati per l’inversione del tragitto Napoli(SMN) – Monte Sant’Angelo (CMSA): (a) Dati di dispersione delle velocità di gruppo medie (U) con relativa barra d’errore (σ); (b) Parametrizzazione del modello di input (profondità massima 1 km), in grassetto nero vengono indicati i parametri invertiti, mentre in grassetto arancio quelli fissati.

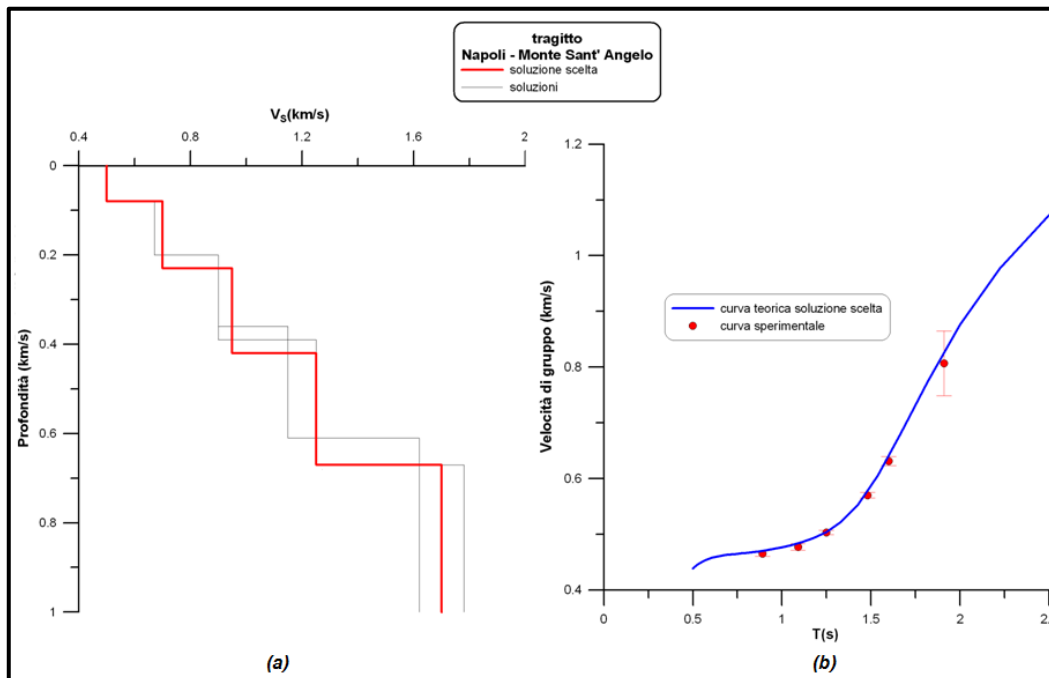


Fig. 4.9 (a) Set di soluzioni ottenuto dall’inversione della curva media calcolata per il cammino SMN-CMSA: con la linea rossa spessa viene evidenziata, la soluzione scelta con l’r.m.s. minimo; (b) curva di dispersione teorica delle velocità di gruppo relativa alla soluzione scelta.

L'inversione condotta per questo cammino ha restituito un set di 3 soluzioni (Fig. 4.9) con una profondità massima investigata di 1 km. La soluzione con l'r.m.s. minimo presenta velocità crescenti da 0.5 km/s a 1.7 km/s ad una profondità pari a ≈ 700 m.

4.1.8 Napoli - Quarto

La curva di dispersione media delle velocità di gruppo è stata calcolata sulle curve estratte dalle componenti radiali delle funzioni di cross-correlazione (Fig. 3.60g). Sono riportati in tabella i dati di dispersione utilizzati ($T= 1.3-2.3s$) e la parametrizzazione del modello di partenza (Tab. 4.8).

T(s)	U(km/s)	σ
1.3	0.651	0.010
1.5	0.745	0.018
1.8	0.891	0.007
2.0	1.002	0.014
2.3	1.146	0.036

(a)

Parametri	Step	Range	
0.50			
P1	0.050	0.70 – 1.00	V_S(km/s)
P2	0.050	0.90 – 1.20	
P3	0.090	0.90 – 1.70	
P4	0.100	1.20 – 2.60	
1.8			V_P/V_S
0.05			
P5	0.050	0.07 – 0.30	H(km)
P6	0.050	0.09 – 0.56	
P7	0.050	0.20 – 0.80	

(b)

Tab. 4.8 Dati per l'inversione del tragitto Napoli (SMN) – Quarto (QUAR): (a) Dati di dispersione delle velocità di gruppo medie (U) con relativa barra d'errore (σ); (b) Parametrizzazione del modello di input (profondità massima 1.5 km), in grassetto nero vengono indicati i parametri invertiti, mentre in grassetto arancio quelli fissati.

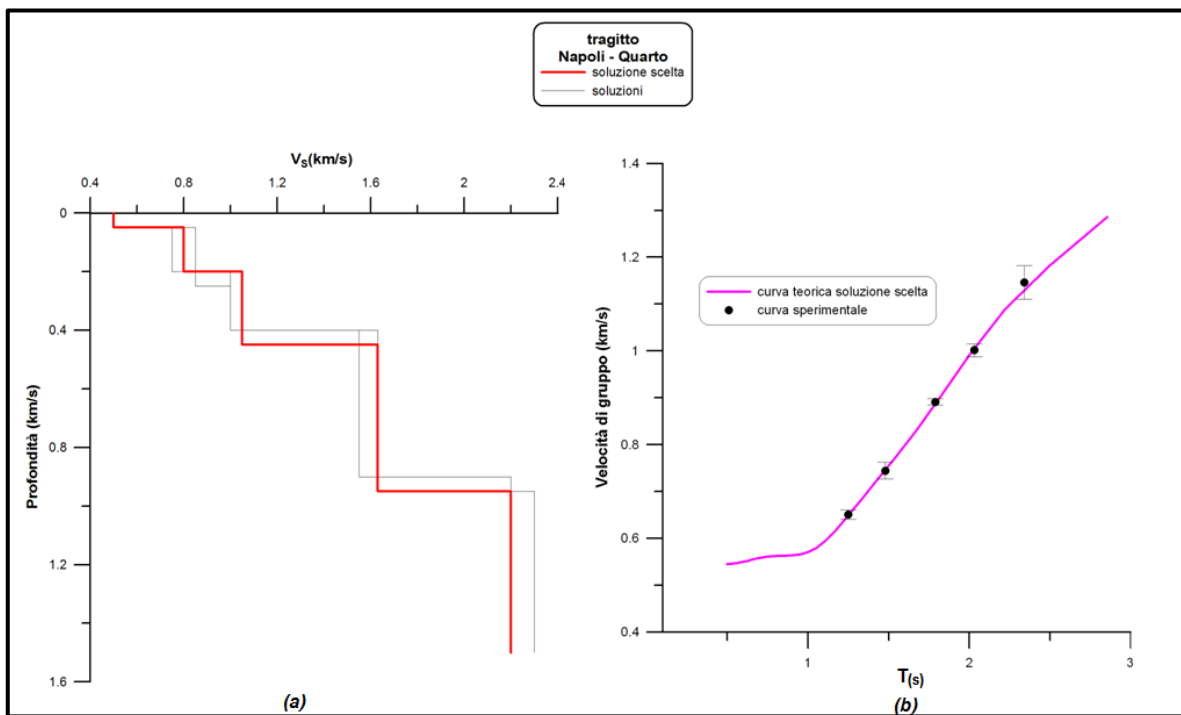


Fig. 4.10 (a) Set di soluzioni ottenuto dall'inversione della curva media calcolata per il cammino SMN-QUAR: con la linea rossa spessa viene evidenziata la soluzione scelta con l'r.m.s. minimo; (b) curva di dispersione teorica delle velocità di gruppo relativa alla soluzione scelta.

L'inversione della curva di dispersione relativa a questo tragitto ha restituito un set di 3 soluzioni (Fig.4.10) con una profondità massima investigata di 1.5 km. La soluzione con l'r.m.s. minimo presenta velocità crescenti da 0.5 km/s a 2.2 km/s ad una profondità pari a ≈ 950 m.

4.2 Inversione dei dati di dispersione estratti dalle registrazioni di terremoti

Parallelamente all'analisi di rumore sismico sono stati analizzati anche dei terremoti per meglio vincolare i risultati ottenuti dalla cross-correlazione e coprire quelle aree che non sono state interessate dall'acquisizione di rumore sismico, fornendo perciò un' indicazione sulla variabilità laterale delle caratteristiche del mezzo (Fig. 4.1 b).

A tale scopo sono state cercate delle forme d'onda relative ad eventi che avessero campionato l'area d'interesse.

È stato in un primo momento analizzato il database delle forme d'onda relativo al periodo 1988-2004 (INGV) per la stazione RFI (sul Roccamonfina) caratterizzato per lo più da eventi di bassa energia con epicentri ubicati intorno alla Piana (spesso al Vesuvio): tale analisi si è rivelata infruttuosa poiché i segnali si presentavano per lo più composti da onde di volume.

Sono state successivamente riprese delle forme d'onda appartenenti alle crisi sismiche del Vesuvio del '96 e del '99 registrate dalla rete di monitoraggio dell'Osservatorio Vesuviano rispettivamente alle stazioni VIS (stazione mobile non più attiva) e NL9, costituite da sensori short period a 1 s (Tab. 4.9).

Le tracce degli eventi presi in considerazione sono state sottoposte a correzione strumentale prima di essere processate con FTAN, al fine di recuperare parte del segnale attenuato dalla funzione di risposta strumentale.

È stata condotta la medesima analisi anche sulle registrazioni dell'aftershock di un evento localizzato presso i monti di Avella acquisite dalle stazioni dell'Osservatorio Vesuviano ubicate sulle pendici del Vesuvio (Tabb. 4.9, 4.10) anch'esse costituite dalla stessa tipologia di sensori. Non è stato possibile analizzare le forme d'onda dell'evento principale perché gli strumenti sono andati in saturazione. L'estrazione dei dati di dispersione effettuata per questi due data set ha consentito di definire la zona sud-orientale della Piana Campana compresa tra il Vesuvio ed i Monti di Avella.

Sono stati infine esaminati degli eventi con epicentri nella zona di Frosinone (registrati durante il periodo di acquisizione di rumore) e nell'area del Sannio-Matese registrati dalla stazione broadband dell'OGSISM (SMN) (Tab. 3.2). In tabella 4.9 sono riportate le caratteristiche degli eventi analizzati scelti per il miglior rapporto segnale/rumore.

Epicentro	Data/Tempo Origine	Profondità (km)	Magnitudo M_L	Coordinate (Latitudine;Longitudine)
Vesuvio	07/07/1996 – 04:28:33.62	2.93	-	40.825 N ; 14.431 E
Vesuvio	07/07/1996 – 19:22:06.87	2.5	-	40.822 N ; 14.435 E
Vesuvio	17/07/1996 – 21:19:04.21	4.54	-	40.818 N ; 14.424 E
Vesuvio	17/09/1999 – 03:34:53.56	1.7	2.5	40.821 N ; 14.429 E
Avella	21/05/2005 – 21:41:17.8	16.8	2.9	41.002 N ; 14.534 E
Zona Frosinone	06/08/2009 – 15:36:44.4	15.7	4.2	41.648 N ; 13.669 E
Zona Frosinone	08/10/2009 – 00:53:38.0	10.9	3.4	41.742 N ; 13.700 E
Sannio	18/08/2010 – 14:17:08.0	15.7	3.1	41.649 N ; 14.268 E

Tab. 4.9 Caratteristiche degli eventi analizzati.

Sigla stazione	Coordinate	Sensore
BKE	40.8178 N; 14.4388 E	Lennartz 3D Lite, 1Hz
SMC	40.8520 N; 14.4346 E	Teledyne Geotech S13, 1Hz
OVO	40.8275 N; 14.3966 E	Teledyne Geotech S13, 1Hz
VIS	40.9160 N; 14.5690 E	Lennartz 3D Lite, 1Hz
NL9	40.9205 N; 14.5450 E	Teledyne Geotech S13, 1Hz

Tab. 4.10 Ubicazione delle stazioni utilizzate con relativi sensori.

Come si evince dagli esempi delle analisi FTAN (Figg. 4.11, 4.12), le onde di volume sono predominanti rispetto a quelle superficiali, diversamente da quanto osservato per le tracce derivanti dalle funzioni di cross-correlazione di rumore.

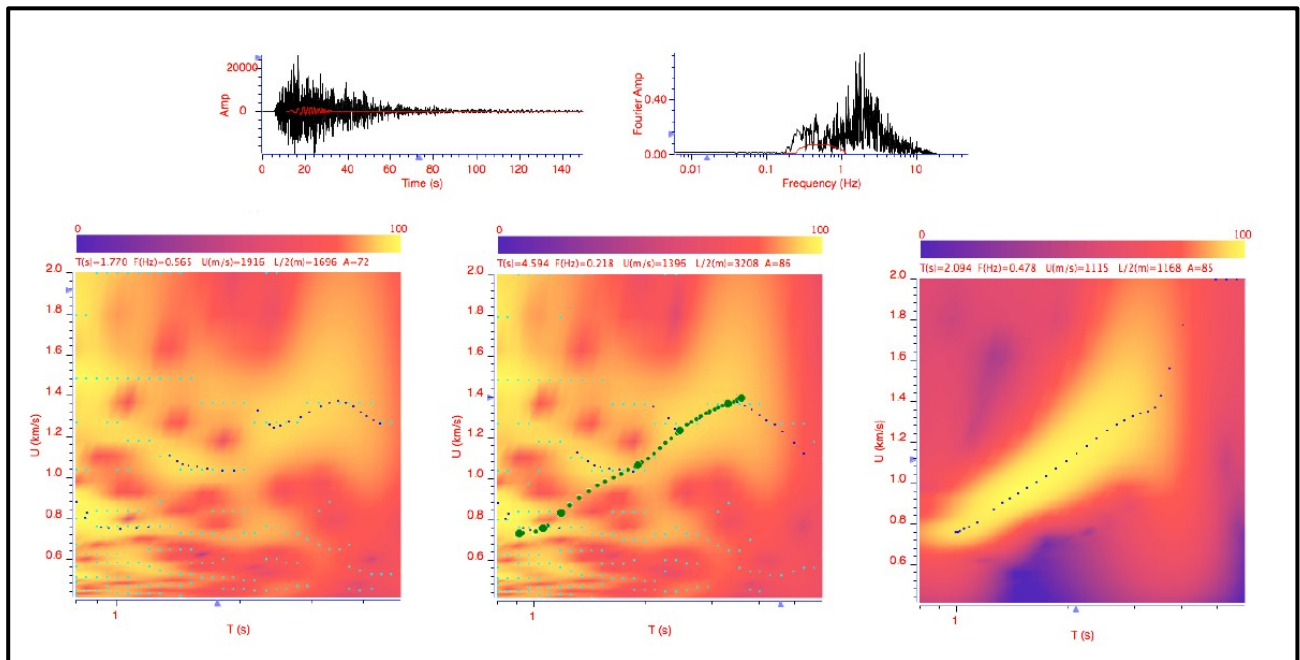


Fig. 4.11 Analisi FTAN per l'evento del 21/05/05 (aftershock) registrato alla stazione BKE (componente verticale).

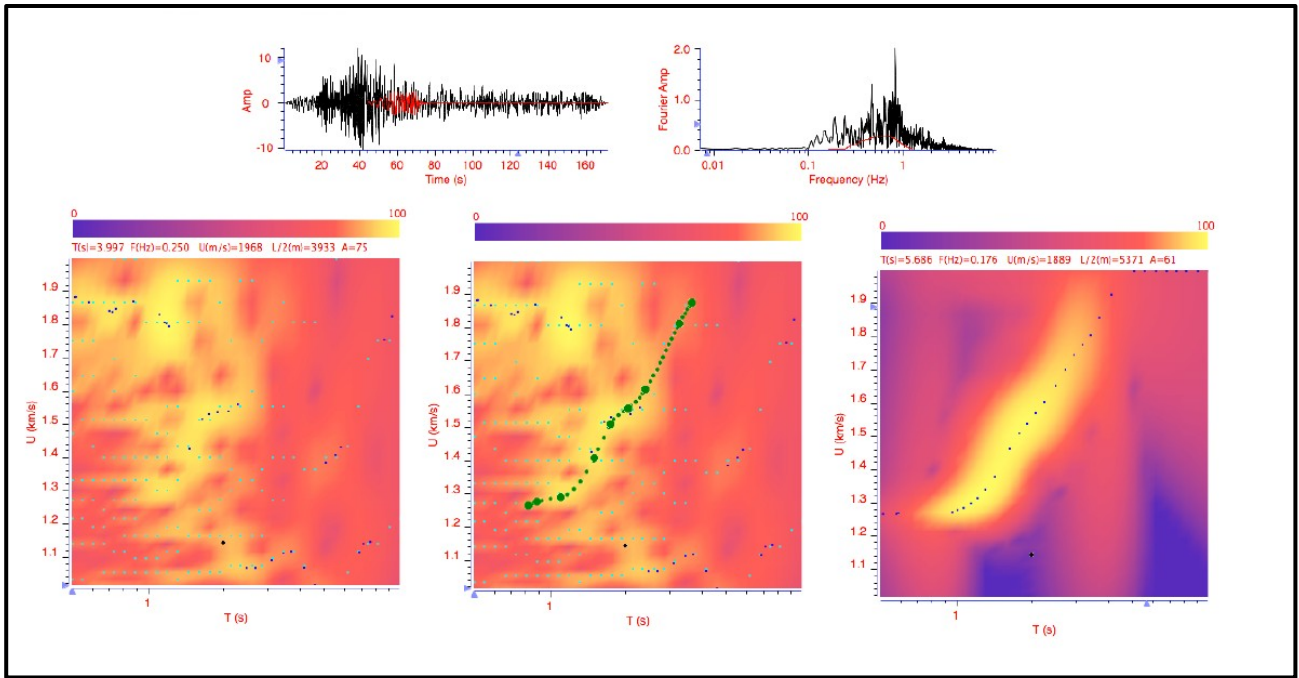


Fig. 4.12 Analisi FTAN per l'evento del 18/08/10 (aftershock) registrato alla stazione SMN (componente verticale).

In figura 4.13 vengono graficate le curve di dispersione medie calcolate per i tragitti eventi-stazione analizzati.

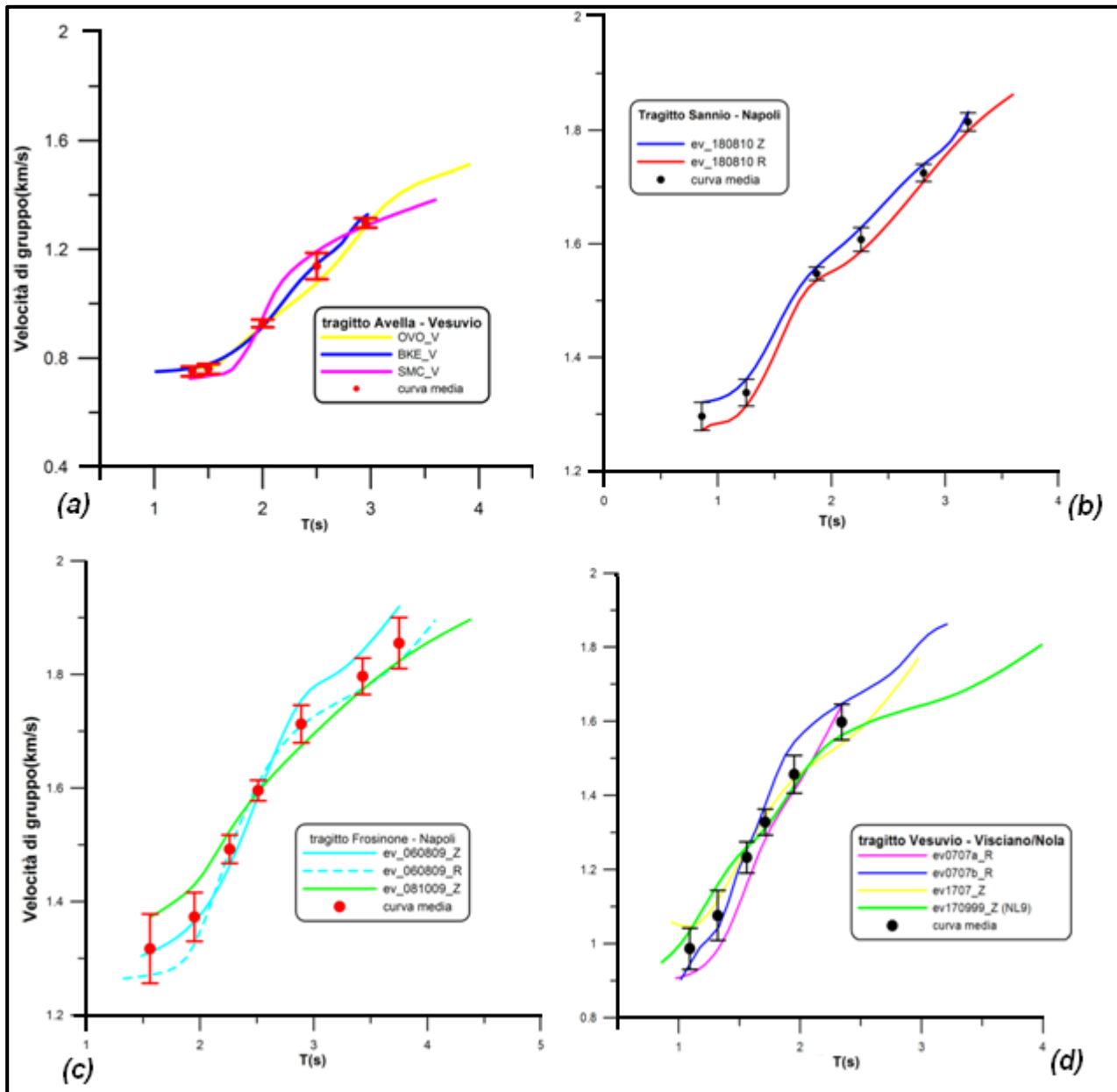


Fig. 4.13 Curve di dispersione estratte per i tragitti di terremoti analizzati (Fig. 4.1) con barra d'errore (σ), in (a) per il tragitto Avella-Vesuvio, in (b) per il tragitto Sannio-Napoli, in (c) per il tragitto Frosinone-Napoli, in (d) per il tragitto Vesuvio-Nola.

Sono descritti di seguito i risultati ottenuti all'inversione delle curve di dispersione medie relative ai tragitti studiati.

4.2.1 Tragitto Avella – Vesuvio

La curva di dispersione media delle velocità di gruppo del tragitto Avella-Vesuvio (Fig. 4.13a) è stata calcolata sulle curve estratte dalle componenti verticali dei segnali registrati alle stazioni al Vesuvio (BKE, SMC ed OVO) relativi all'evento del 21/05/05 (Tab. 4.9). Sono riportati in tabella i dati locali ($T = 1.3-3.0$ s) che sono stati invertiti simultaneamente ai dati regionali della cella A4.

T(s)	C(T) (km/s)	$\sigma_{C(T)}$	U(T) (km/s)	$\sigma_{U(T)}$	
1.3			0.751	0.018	Dati locali
1.5			0.760	0.018	
2.0			0.928	0.014	
2.5			1.138	0.048	
3.0			1.297	0.018	
10			2.381	0.130	
15			2.616	0.110	Cella A4
20			2.909	0.105	
25	3.576	0.110	3.077	0.105	
30	3.682	0.090	3.261	0.095	
35	3.739	0.080	3.311	0.095	
50	3.841	0.060	3.612	0.095	
80	3.930	0.060	3.761	0.130	
100			3.712	0.080	
125			3.642	0.080	
150			3.577	0.080	

(a)

Parametri	Step	Range	
0.7			V_S(km/s)
P1	0.03	0.80 – 1.60	
P2	0.09	1.20 – 2.86	
P3	0.30	1.40 – 3.75	
P4	0.30	1.65 – 3.85	
P5	0.35	2.75 – 4.50	
P6	0.35	2.70 – 4.70	
P7	0.15	3.60 – 4.70	
1.8			V_P/V_S
0.2			H(km)
0.9			
P8	0.20	0.25 – 5.25	
P9	1.50	2.10 – 8.00	
P10	3.00	2.10 – 13.00	
P11	6.00	3.00 – 25.10	
P12	8.00	4.00 – 34.10	

(b)

Tab. 4.11 Dati per l'inversione del tragitto Avella – Vesuvio (a) Dati di dispersione delle velocità di gruppo medie (U) locali e regionali e delle velocità di fase (C) regionali con relativa barra d'errore (σ); (b) Parametrizzazione del modello di input (profondità massima 73 km), in grassetto nero vengono indicati i parametri invertiti, mentre in grassetto arancio quelli fissati.

L'inversione Hedgehog per questo cammino ha dato un set di 10 soluzioni (Fig. 4.14).

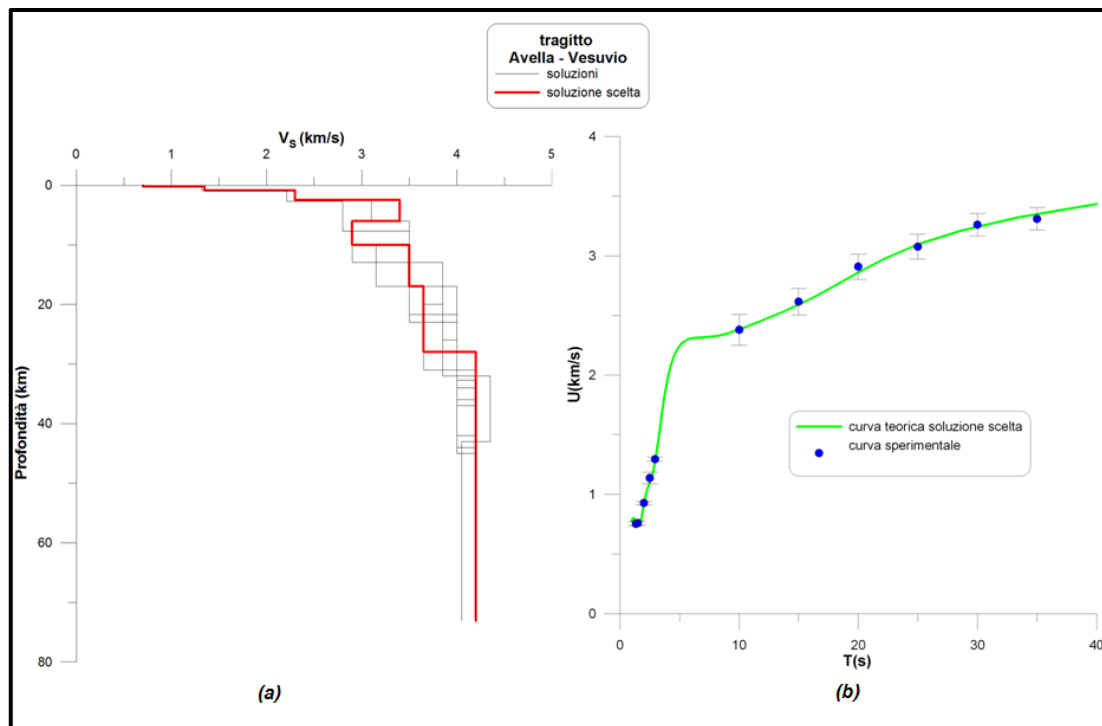


Fig. 4.14 (a) Set di soluzioni ottenuto dall'inversione della curva media calcolata per il cammino Avella – Vesuvio: con la linea rossa spessa viene evidenziata la soluzione scelta con l'r.m.s. minimo; (b) curva di dispersione teorica delle velocità di gruppo relativa alla soluzione scelta.

Il modello di V_s scelto come rappresentativo per questo cammino (r.m.s. minimo) è caratterizzato da velocità crescenti da 0.7 km/s a 3.40 km/s fino circa 6 km, a tale profondità viene individuato uno strato caratterizzato da una riduzione di velocità del 12 %. Seguono due strati caratterizzati da velocità crescenti a partire da una profondità di circa 13 km, per i quali la velocità delle onde di taglio varia da 3.5 a 3.65 km/s. La discontinuità della Moho, con valore di V_s pari a 4.2 km/s, viene riscontrata ad una profondità di 28 km.

4.2.2 Tragitto Frosinone – Napoli

La curva media di dispersione delle velocità di gruppo per il tragitto Frosinone-Napoli (Fig. 4.13 c) è stata calcolata utilizzando le curve di dispersione (componenti radiali e verticali) estratte dall'analisi degli eventi del 06/08/09 e dell' 08/10/09 (Tab. 4.9) registrati a SMN. Sono riportati nella tabella 4.12 i dati delle velocità di fase e di gruppo relativi alla cella a3 (con centro 41.5° N; 13.5° E) che contiene il tragitto (Panza et al., 2007a).

T(s)	C(T) (km/s)	$\sigma_{C(T)}$	U(T) (km/s)	$\sigma_{U(T)}$
7			2.470	0.170
10			2.620	0.150
15			2.735	0.115
20			2.990	0.115
25	3.575	0.110	3.120	0.115
30	3.645	0.090	3.320	0.105
35	3.710	0.080	3.400	0.105
50	3.840	0.060	3.680	0.090
80	3.940	0.060	3.760	0.120
100	3.985	0.160	3.680	0.080
125	4.070	0.240	3.600	0.080
150	4.160	0.240	3.530	0.080

Tab. 4.12 Dati di dispersione (media più errore σ) delle velocità di fase (c) e di gruppo (U) relativa alla cella a3 (Panza et al., 2007a).

I dati di dispersione della cella a3 consistono di velocità di fase a periodi di 25-150 s e di velocità di gruppo a periodi di 7-150s. Il modello di V_S attribuito alla cella è relativo a profondità di 350 km (Fig. 4.15) ed è caratterizzato da una diminuzione di velocità (da 3.65 km/s a 3.45 km/s) a 11 km di profondità e da una Moho a 21 km con un valore di 4.2 km/s (Brandmayr et al., 2010).

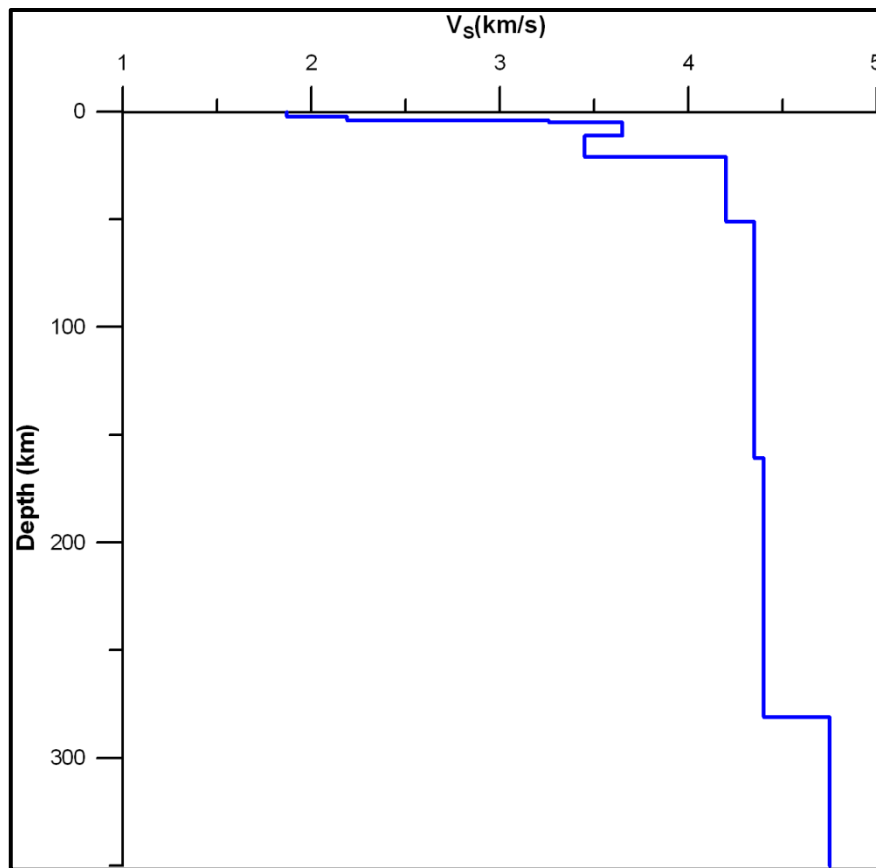


Fig. 4.15 Modello di V_s in funzione della profondità ottenuto dall'inversione dei dati di dispersione delle velocità di fase e di gruppo relativi alla cella a3 (Brandmayr et al., 2010)

La tabella dei dati e della parametrizzazione usati nell'inversione sono mostrati in tabella 4.13

T(s)	C(T) (km/s)	$\sigma_{C(T)}$	U(T) (km/s)	$\sigma_{U(T)}$	
1.5			1.317	0.061	Dati locali
1.9			1.373	0.043	
2.3			1.492	0.025	
2.5			1.596	0.018	
2.9			1.713	0.033	
3.4			1.797	0.032	
3.8			1.855	0.045	
7			2.470	0.170	
10			2.620	0.150	Cella a3
15			2.735	0.115	
20			2.990	0.115	
25	3.575	0.110	3.120	0.115	
30	3.645	0.090	3.320	0.105	
35	3.710	0.080	3.400	0.105	
50	3.840	0.060	3.680	0.090	
80	3.940	0.060	3.760	0.120	
100	3.985	0.160	3.680	0.080	
125	4.070	0.240	3.600	0.080	
150	4.160	0.240	3.530	0.080	

(a)

Parametri	Step	Range	
1.18			V_s(km/s)
P1	0.08	0.80 – 2.60	
P2	0.10	1.20 – 2.90	
P3	0.15	2.00 – 3.50	
P4	0.30	3.00 – 3.60	
P5	0.25	3.00 – 4.10	
P6	0.30	3.15 – 4.10	
P7	0.25	3.50 – 4.85	
1.8			V_p/V_s
0.3			H(km)
0.7			
P8	0.15	0.40 – 0.95	
P9	0.50	1.50 – 4.00	
P10	1.50	2.00 – 5.50	
P11	3.00	6.00 – 14.20	
P12	3.00	9.00 – 16.00	

(b)

Tab. 4.13 Dati per l'inversione del tragitto Frosinone – Napoli (a) Dati di dispersione delle velocità di gruppo medie (U) locali e regionali e delle velocità di fase (C) regionali con relativa barra d'errore (σ); (b) Parametrizzazione del modello di input (profondità massima 61.5 km), in grassetto nero vengono indicati i parametri invertiti, mentre in grassetto arancio quelli fissati.

L'inversione dei dati, ha dato un set di 11 soluzioni (Fig. 4.16)

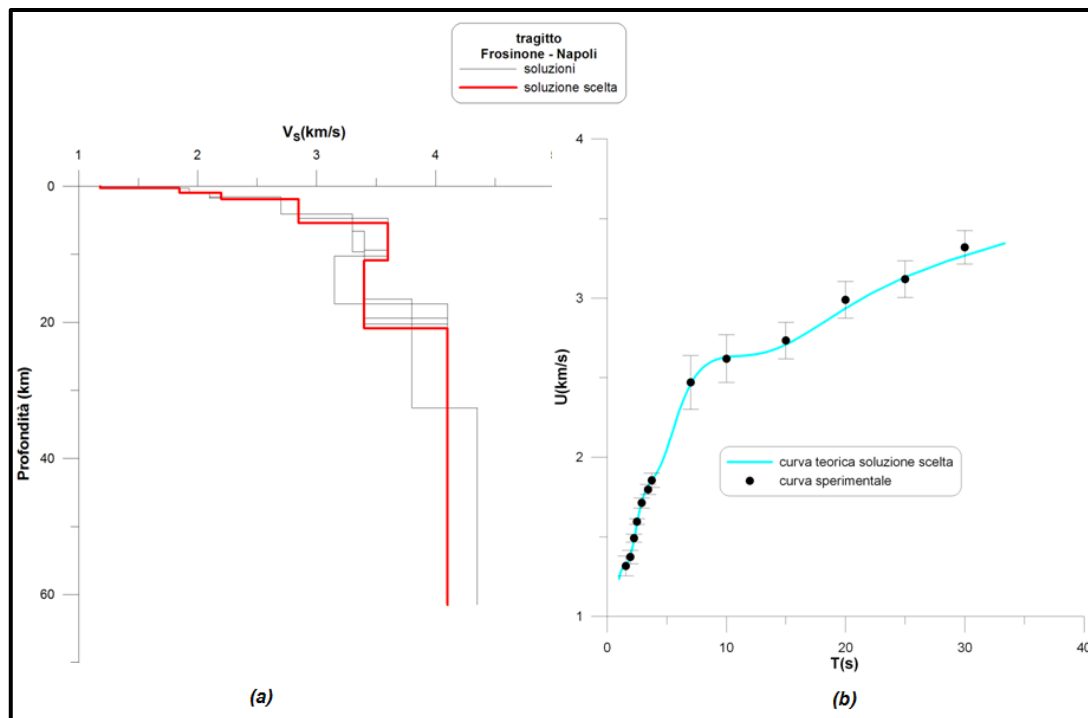


Fig. 4.16 (a) Set di soluzioni ottenuto dall'inversione della curva media calcolata per il cammino Frosinone-Napoli: con la linea rossa spessa viene evidenziata la soluzione scelta con l'r.m.s. minimo; (b) curva di dispersione teorica delle velocità di gruppo relativa alla soluzione scelta.

Il modello di V_S scelto (soluzione con l'r.m.s. minimo) è caratterizzato da strati con velocità crescenti da 1.18 km/s a 3.60 km/s fino ad una profondità di circa 11 km, al di sotto di essi c'è uno strato caratterizzato da una riduzione di velocità del 11%. La discontinuità della Moho, con V_S di 4.1 km/s, viene ritrovata ad una profondità di ~ 21 km.

4.2.3 Tragitto Sannio – Napoli

La curva media di dispersione delle velocità di gruppo per il tragitto Sannio – Napoli (Fig. 4.13b) è stata calcolata utilizzando le curve di dispersione (componenti radiale e verticale) estratte dall'analisi dell' evento del 18/08/09 (Tab. 4.9) registrato a SMN. Sono riportati nella tabella 4.14 i dati di dispersione regionali della cella a4 (con centro 41.5° N; 14.5° E) (Panza et al. 2007a) contenente il tragitto.

T(s)	C(T) (km/s)	$\sigma_{C(T)}$	U(T) (km/s)	$\sigma_{U(T)}$
7			2.390	0.160
10			2.370	0.135
15	3.000	0.200	2.605	0.110
20	3.300	0.150	2.830	0.105
25	3.540	0.110	2.970	0.105
30	3.650	0.090	3.220	0.095
35	3.720	0.080	3.280	0.095
50	3.860	0.060	3.660	0.095
80	3.945	0.060	3.760	0.120
100	3.985	0.080	3.700	0.080
125	4.650	0.120	3.620	0.080
150	4.150	0.120	3.560	0.080

Tab. 4.14 Dati di dispersione (media più errore σ) delle velocità di fase (c) e di gruppo (U) relativa alla cella a4 (Panza et al., 2007).

I dati di dispersione della cella a4 consistono di velocità di fase a periodi di 15 – 150 s e di velocità di gruppo a periodi di 7 – 150s (Tab. 4.14). Il modello di V_S attribuito alla cella è relativo a profondità di 350 km (Fig. 4.17) ed è caratterizzato da una diminuzione di velocità (da 3.45 km/s a 3.25 km/s) a 12 km di profondità e da una Moho a 41 km con un valore di 4.45 km/s (Brandmayr et al., 2010).

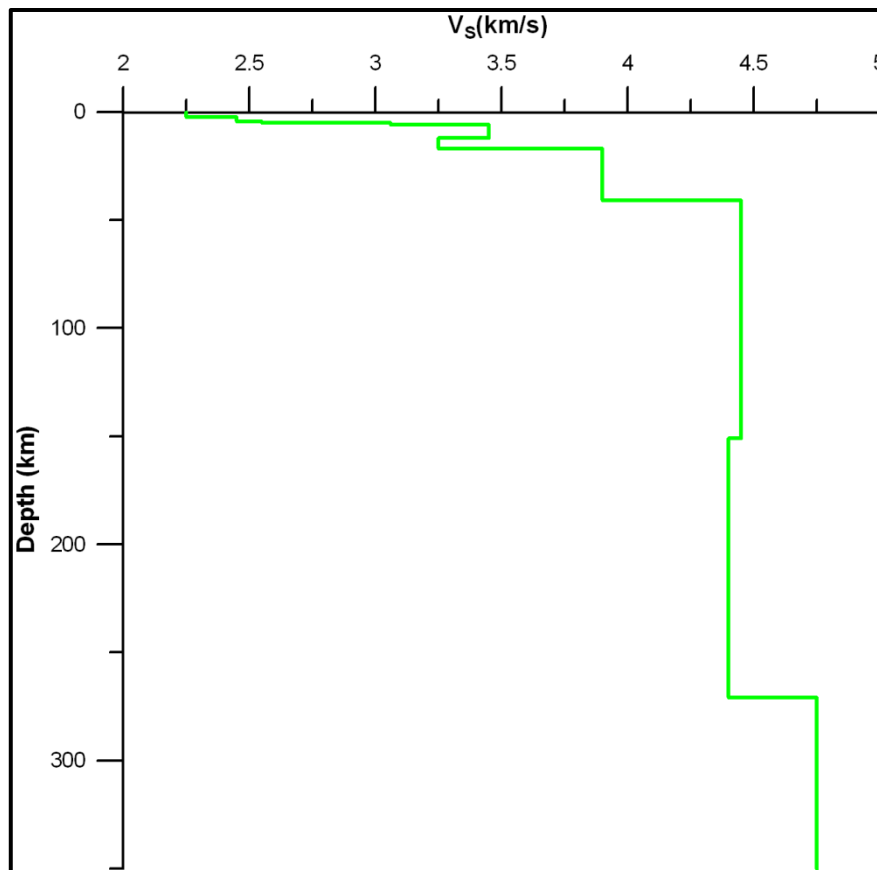


Fig. 4.17 Modello di V_s in funzione della profondità ottenuto dall'inversione dei dati di dispersione delle velocità di fase e di gruppo relativi alla cella a4 (Brandmayr et al., 2010)

T(s)	C(T) (km/s)	$\sigma_{C(T)}$	U(T) (km/s)	$\sigma_{U(T)}$	
0.9			1.296	0.061	Dati locali
1.3			1.338	0.043	
1.9			1.547	0.025	
2.3			1.607	0.018	
2.8			1.725	0.033	
3.2			1.815	0.032	
7			2.390	0.160	
10			2.370	0.135	Cella a4
15	3.000	0.200	2.605	0.110	
20	3.300	0.150	2.830	0.105	
25	3.540	0.110	2.970	0.105	
30	3.650	0.090	3.220	0.095	
35	3.720	0.080	3.280	0.095	
50	3.860	0.060	3.660	0.095	
80	3.945	0.060	3.760	0.120	
100	3.985	0.080	3.700	0.080	
125	4.650	0.120	3.620	0.080	
150	4.150	0.120	3.560	0.080	

(a)

Parametri	Step	Range	
1.25			V_S(km/s)
P1	0.05	0.80 – 2.60	
P2	0.09	1.70 – 3.00	
P3	0.20	2.00 – 3.60	
P4	0.30	2.50 – 4.10	
P5	0.30	3.00 – 4.40	
P6	0.10	3.65 – 4.85	V_P/V_S
1.8			
0.3			H(km)
0.8			
P7	0.19	0.50 – 2.85	
P8	0.50	3.00 – 8.00	
P9	1.00	3.00 – 8.00	
P10	3.00	6.00 – 19.00	

(b)

Tab. 4.15 Dati per l'inversione del tragitto Sannio – Napoli (a) Dati di dispersione delle velocità di gruppo medie (U) locali e regionali e delle velocità di fase (C) regionali con relativa barra d'errore (σ); (b) Parametrizzazione del modello di input (profondità massima 41 km), in grassetto nero vengono indicati i parametri invertiti, mentre in grassetto arancio quelli fissati.

I dati di dispersione locali (Fig. 4.13b) e regionali sono stato usati nell'inversione (Tab. 4.15a).

Il modello di partenza utilizzato in quest'inversione (Tab. 4.15b) consiste di 10 parametri indipendenti (6 velocità e 4 spessori) ed ha uno spessore massimo di 41 km. L'inversione ha dato un set di 7 soluzioni tra le quali è stata scelta quella caratterizzata dall' r.m.s. medio, dal momento che non c'era una soluzione caratterizzata da un r.m.s. minimo per velocità di fase e di gruppo (Fig. 4.18).

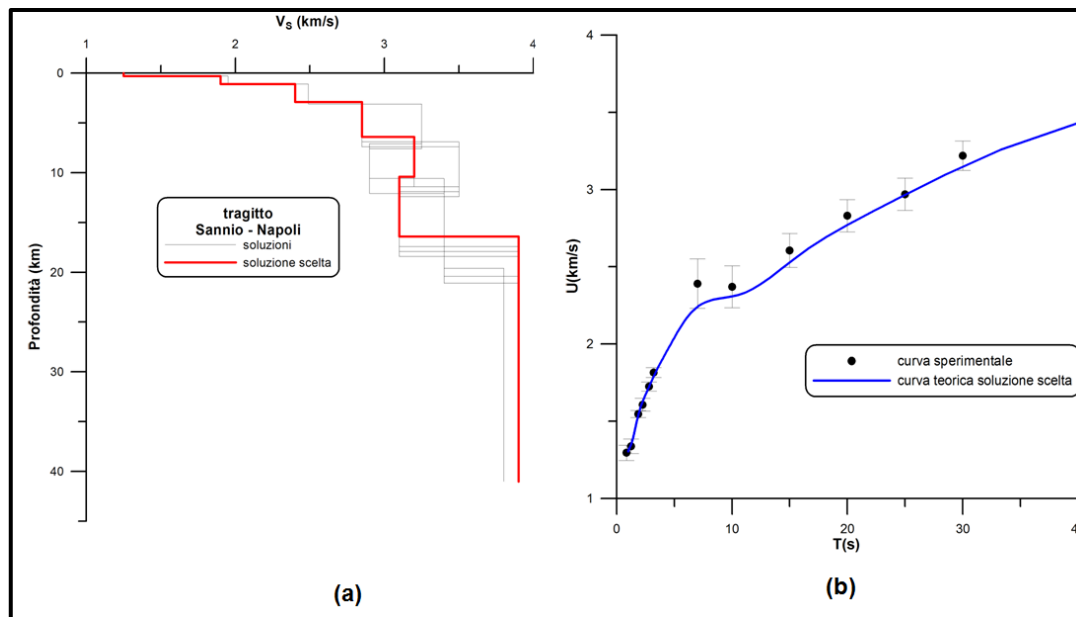


Fig. 4.18 (a) Set di soluzioni ottenuto dall'inversione della curva media calcolata per il cammino Sannio- Napoli: con la linea rossa spessa viene evidenziata la soluzione scelta con l'r.m.s. medio; (b) curva di dispersione teorica delle velocità di gruppo relativa alla soluzione scelta.

La soluzione scelta è caratterizzata da velocità crescenti da 1.25 km/s a 3.20 km/s fino circa 10 km, a tale profondità inizia uno strato caratterizzato da una diminuzione di velocità del 3%. Segue uno strato caratterizzato da un nuovo aumento della V_S che assume un valore di 3.9 km/s. La Moho in accordo con il modello medio relativo alla cella a4, è profonda 41 km ed ha una V_S di 4.45 km/s.

4.2.4 Tragitto Vesuvio – Nola

La curva media di dispersione delle velocità di gruppo per il tragitto Vesuvio-Nola (Fig. 4.13d) è stata calcolata utilizzando le curve di dispersione estratte dagli eventi appartenenti alle crisi sismiche del Vesuvio del 1996 e del 1999 (Tab. 4.9) registrati alle stazioni NL9 e VIS (componente verticale). I periodi campionati variano da 1.1 a 2.3 s.

Il modello di partenza consiste di 5 parametri indipendenti (2 spessori e 3 velocità) con una profondità massima di 2.5 km.

T(s)	U(km/s)	σ
1.1	0.987	0.055
1.3	1.076	0.068
1.6	1.233	0.042
1.7	1.328	0.035
2.0	1.457	0.051
2.3	1.598	0.048

(a)

Parametri	Step	Range	
0.90			
P1	0.090	1.30 – 1.75	V_S(km/s)
P2	0.100	1.70 – 2.30	
P3	0.140	2.10 – 3.40	
1.8			V_P/V_S
0.24			
P4	0.050	0.10 – 0.50	H(km)
P5	0.050	0.50 – 1.75	

(b)

Tab. 4.19 Dati per l'inversione del tragitto Nola – Vesuvio: (a) Dati di dispersione delle velocità di gruppo medie (U) con relativa barra d'errore (σ); (b) Parametrizzazione del modello di input (profondità massima 2.5 km), in grassetto nero vengono indicati i parametri invertiti, mentre in grassetto arancio quelli fissati.

L'inversione della curva media ha dato un set di 5 soluzioni (Fig. 4.19). Il modello scelto (soluzione con l'r.m.s. minimo) presenta valori V_S crescenti da 0.9 km/s a 2.6 km/s, ad una profondità di circa 0.9 km.

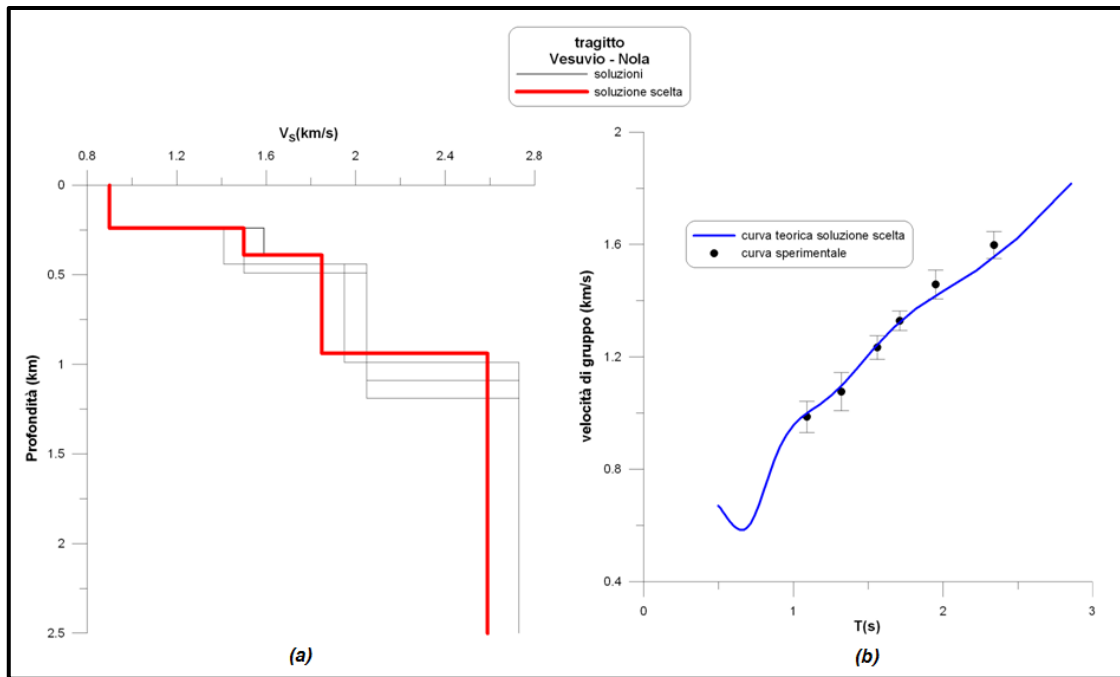


Fig. 4.19 (a) Set di soluzioni ottenuto dall'inversione della curva media calcolata per il cammino Vesuvio-Nola: con la linea rossa spessa viene evidenziata la soluzione scelta con l'r.m.s. minimo; (b) curva di dispersione teorica delle velocità di gruppo relativa alla soluzione scelta.

Capitolo 5

Interpretazione dei risultati

I modelli di V_S presentati nel capitolo 4, ottenuti mediante l'inversione non lineare (metodo Hedgehog) dei dati di dispersione delle velocità di gruppo delle onde di Rayleigh estratti con il metodo FTAN dai segnali di cross-correlazione del rumore sismico registrato in due stazioni e dalle registrazioni di terremoti, vengono interpretati in questo capitolo vincolandoli alle informazioni geologico-geofisiche disponibili per la Piana Campana e le zone limitrofe. Ricordiamo che le soluzioni rappresentative sono state scelte con il criterio che avessero l'errore minimo (r.m.s.) del set di soluzioni, ad eccezione del cammino Sannio-Napoli (vedi 4.2.3), per il quale si è dovuto scegliere la soluzione con l' r.m.s. medio mancando una soluzione con l'r.m.s. minimo per le velocità di fase e di gruppo. Tali modelli (soluzioni scelte) devono anche soddisfare i criteri: 1) di omogeneità di soluzioni quando i tragitti sono relativi a strutture geologiche omogenee; 2) di consistenza con dati geologici e geofisici. In assenza di uno di tali criteri, occorre esaminare le altre soluzioni dell'inversione perché sono tutte equivalenti.

Le informazioni sulla struttura geologica superficiale derivano dalle stratigrafie di sondaggi profondi e dalle interpretazioni di indagini geofisiche (par. 1.3). Per i profili di velocità definiti nell'area flegreo-vesuviana sono state considerate anche le misure ultrasoniche effettuate sui campioni prelevati nei pozzi San Vito e Mofete (Zamora et al., 1994) e nel pozzo Trecase (Bernard and Zamora, 2003). Particolare attenzione è stata posta nell'individuazione della discontinuità relativa al top delle unità sedimentarie mesozoiche. Tenendo a riferimento i valori di V_P stimati da Finetti and Morelli (1976) per i calcari mesozoici affioranti nella Penisola Sorrentina variabili tra 4 e 6 km/s e assumendo un rapporto V_P/V_S pari a 1.8 realistico per l'area campana (p.e. Zollo et al., 2002; Auger et al., 2003; Nunziata et al., 2006; Nunziata, 2010; Nunziata and Costanzo, 2010), sono attesi per tale orizzonte valori di V_S variabili tra 2.2 e 3.3 km/s.

Per quanto riguarda la struttura geologica profonda, un vincolo che ha pesato fortemente nella scelta dei modelli è stato quello che la discontinuità della Moho fosse rinvenuta ad una profondità compatibile con gli studi precedenti. Secondo gli studi di gravimetria condotti da Nicolich and Dal Piaz (1992) ed i modelli regionali proposti da Brandmayr et. al (2010), la Moho dovrebbe essere profonda 20-25 km, lungo la fascia Peritirrenica, e 30-40 km lungo la fascia Appenninica.

Particolare attenzione viene posta nell'individuazione e la variazione laterale di strati a bassa velocità individuati nell'area campana (p.e. Guidarelli et al., 2006; Auger et al., 2003; Nunziata et al., 2006; Nunziata and Costanzo, 2010; Nunziata, 2010), che nel contesto geodinamico in cui è

inserita l'area di indagine, potrebbero essere indicativi di una fusione parziale di rocce o comunque di un regime termico anomalo, connesso ad attività vulcanica pregressa.

Ai fini interpretativi sono state prese in considerazione anche le ipotesi circa i sistemi di alimentazione per il vulcanismo campano nella zona compresa tra il Vesuvio ed i Campi Flegrei basate sugli studi geochimico/petrologici e geofisici (De Natale et al., 2006; Peccerillo et al., 2008; De Vivo et al., 2010; Milia and Torrente, 2011 e referenze citate), presentate nel capitolo 1 e sintetizzate in Fig. 5.1.

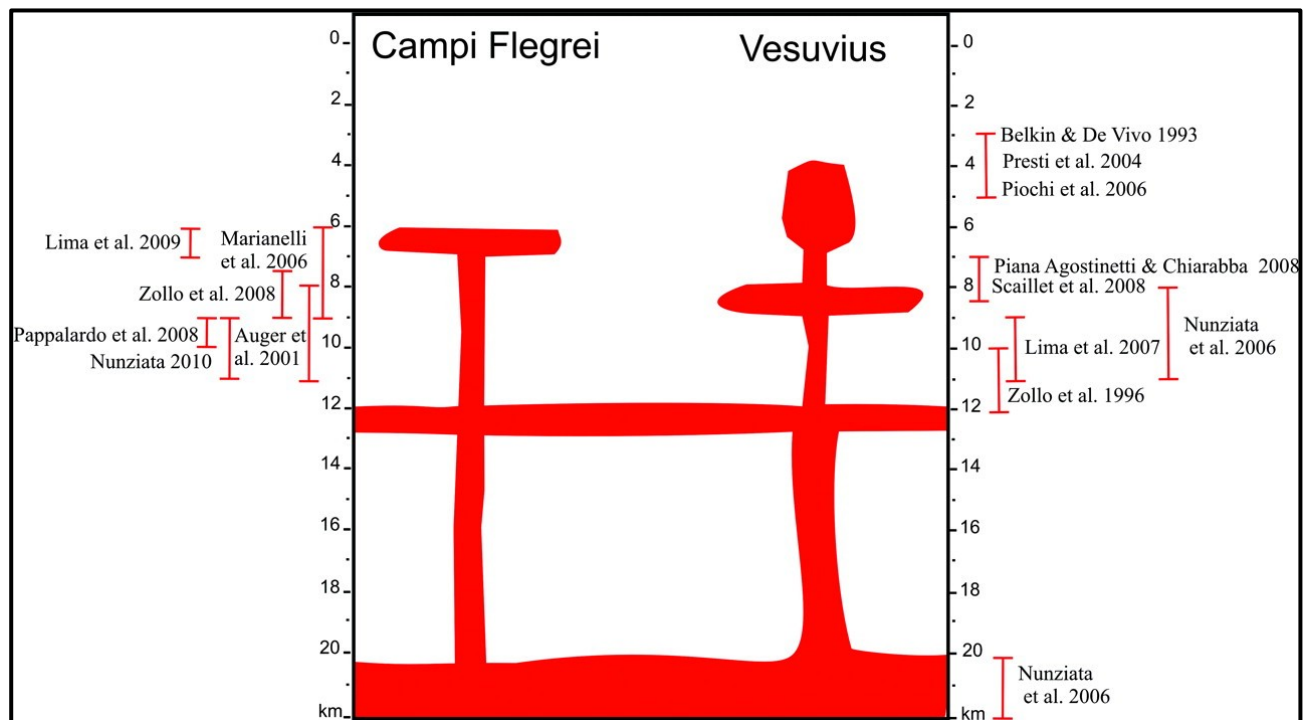


Fig. 5.1 Sketch del sistema magmatico della Zona Vulcanica Campana, ricostruito attraverso gli studi geofisici e petrologici recenti. Con le barre rosse sono indicati i range di profondità attribuiti dai diversi autori per i corpi magmatici (da Milia and Torrente, 2011).

Le soluzioni scelte, rappresentative di ciascun cammino analizzato, vengono di seguito messe a confronto per settori geologici omogenei. Vengono ubicati in figura 5.2 i tragitti investigati e le informazioni geologiche a grande scala disponibili per l'area.

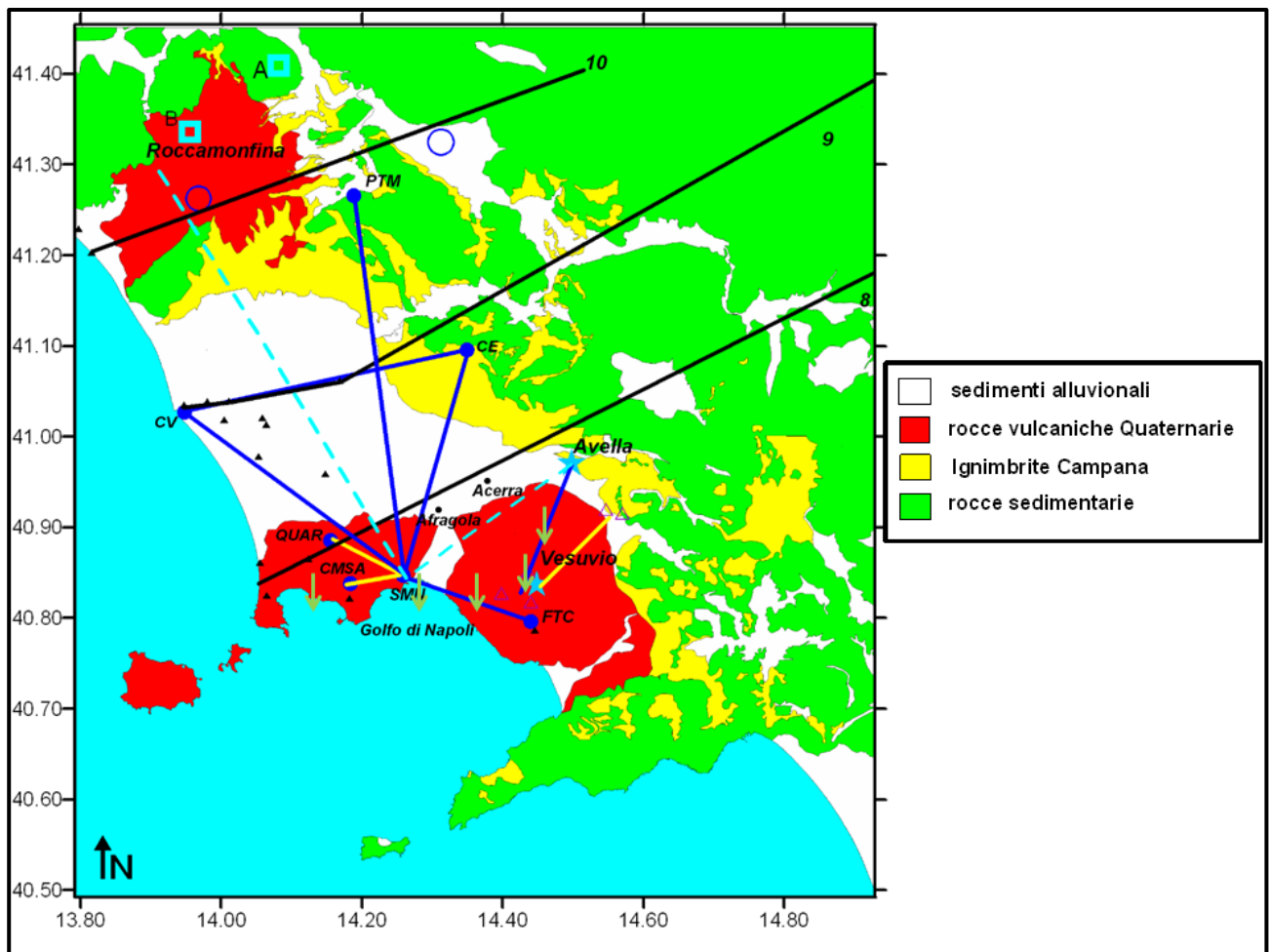


Fig. 5.2 Ubicazione dei profili di indagini (linea blu = strutture litosferiche; linea gialla = struttura crostale superficiale) e delle informazioni geologiche a grande scala (linea nera = sezioni geologiche di Mostardini e Merlini (1986), triangoli neri = pozzi AGIP); cerchi azzurri vuoti = punti mediani del tragitti Frosinone-Napoli (in corrispondenza del Roccamonfina) e del tragitto Sannio-Napoli; pallini blu = ubicazioni stazioni impiegate per la cross-correlazione di rumore sismico; triangoli vuoti = stazioni OV che hanno acquisito terremoti; frecce = ubicazione dei modelli 1 D correlati nella sezione in Fig. 5.8; linea tratteggiata celeste = tragitti studiati precedentemente (Nunziata and Costanzo, 2010); quadrati celesti = ubicazioni 1D definiti per il Roccamonfina e per le propaggini appenniniche ad est del Roccamonfina (Nunziata and Gericitano, 2011)

5.1 Settore peritirrenico della Piana Campana

Per tale settore viene considerato il modello di V_s scelto per il tragitto Frosinone-Napoli, che viene confrontato con i modelli ottenuti per il Roccamonfina (Nunziata and Gericitano, 2011) e per il tragitto Sessa Aurunca –Napoli (Nunziata and Costanzo, 2010) (Figg.5.2, 5.3).

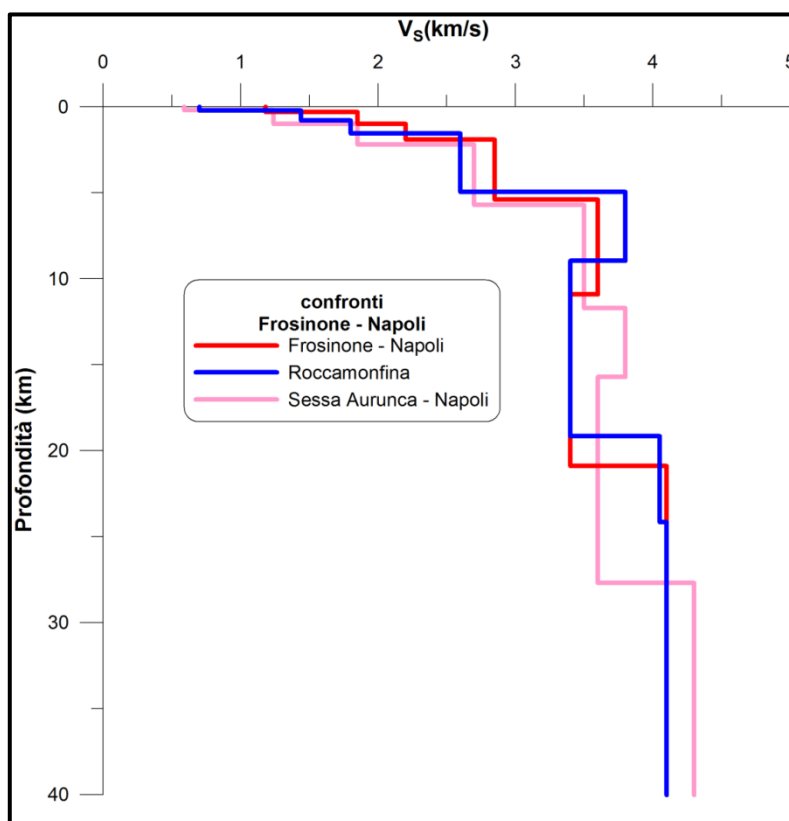


Fig. 5.3 Confronto tra il modello scelto per il cammino Frosinone – Napoli e quelli relativi al tragitto Sessa Aurunca-Napoli (Nunziata and Costanzo, 2010) e al Roccamonfina (Nunziata and Gericitano 2011) (ubicazione in Fig. 5.2).

La prima osservazione è la notevole somiglianza tra i modelli del tragitto Frosinone-Napoli e del Roccamonfina, escludendo lo strato a 4-5 km di profondità sotto il vulcano Roccamonfina con velocità di 3.8 km/s interpretato come accumulo di materiale intrusivo freddo (Nunziata and Gericitano, 2011). Lo strato con V_s di 3.8 km/s si approfondisce a circa 10 km sotto il tragitto Sessa Aurunca - Napoli suggerendo la presenza di una camera magmatica come quella ipotizzata sotto il Roccamonfina.

I modelli presentano gli stessi caratteri salienti. Lo strato più superficiale, caratterizzato da valori di V_s variabili da 0.6 a 1.95 km/s, è ascrivibile a intercalazioni di sedimenti e prodotti vulcanici. La discontinuità alla profondità di circa 2 km con V_s di 2.6-2.8 km/s potrebbe essere attribuita alla presenza dell'orizzonte carbonatico. Lungo il tragitto Sessa Aurunca - Napoli questo strato potrebbe essere di natura vulcanica perché: 1) i pozzi profondi perforati dall'AGIP (fino a circa 3 km) non hanno rinvenuto il calcare; 2) il massimo gravimetrico/magnetico di Parete (Carrara et al., 1973) è

stato interpretato con una spessa sequenza di tufi intercalati a lave andesitiche e potassiche (Cassano and La Torre, 1987), in accordo con la stratigrafia del pozzo P2 perforato dall'AGIP (vedi par. 1.3, Fig. 1.8); 3) lave e calcari hanno le stesse densità e velocità sismiche.

Altro carattere saliente comune è la presenza di un'inversione di velocità rilevata a profondità di 11 km lungo il cammino Frosinone-Napoli (da 3.6 a 3.4 km/s), di circa 9 km al Roccamonfina (da 3.8 a 3.4 km/s) e di 16 km lungo il cammino Sessa Aurunca - Napoli (da 3.8 a 3.6 km/s). Tali inversioni di velocità possono essere giustificate con la presenza di un regime termico anomalo connesso al vulcanismo dell'area campana.

Infine, la discontinuità della Moho è rilevata a profondità di circa 20 km lungo il tragitto Frosinone-Napoli e sotto il Roccamonfina (con V_S di 4.0-4.1 km/s), e di circa 25 km lungo il tragitto Sessa Aurunca - Napoli (con V_S di 4.2 km/s), in accordo con i dati esistenti (Nicolich and Dal Piaz, 1992; Brandmayr et al., 2010).

5.2 Settore centrale della Piana Campana

Il settore centrale della Piana Campana è stato campionato dai tragitti di Castel Volturno - Caserta, Napoli-Caserta e Napoli - Castel Volturno (Figg. 5.2, 5.4). I tre profili di V_S sono molto consistenti tra loro (Fig. 5.4). In particolare, i tragitti Napoli - Castel Volturno e Castel Volturno - Caserta presentano entrambi una discontinuità riferibile a calcari compatti mediamente intorno ai 4 km, con valori di V_S pari a 3.15 km/s. Il tragitto Napoli-Caserta, che attraversa la depressione di Acerra, ha V_S più basse (2.75 km/s) a profondità di 3 km.

A circa 8-9 km di profondità, i tre profili di V_S mostrano un brusco aumento a 3.85 km/s che potrebbe essere attribuito alla presenza di rocce metamorfiche o della crosta inferiore. Alla base di questo strato, a circa 15 km di profondità, viene individuato uno strato caratterizzato da una minore velocità (3.65 km/s). Lo strato con velocità 3.85 km/s, seguito da un'inversione di velocità potrebbe essere compatibile con una camera magmatica in via di raffreddamento, come ipotizzato al Roccamonfina (Nunziata and Gericitano, 2010) e ai Colli Albani (Bianchi et al., 2008). D'altronde i notevoli spessori di lava rinvenuti nei pozzi di Villa Literno e Parete (vedi par. 1.3), potrebbero essere la testimonianza di un'attività vulcanica estesa all'interno della Piana Campana, come ipotizzato da diversi autori (Rolandi et al., 2003; De Vivo et al., 2001; Milia and Torrente, 2011; Ortolani e Aprile 1978).

La discontinuità della Moho è rinvenuta mediamente intorno ai 25 km, con un valore di V_S pari a 4.2 km/s.

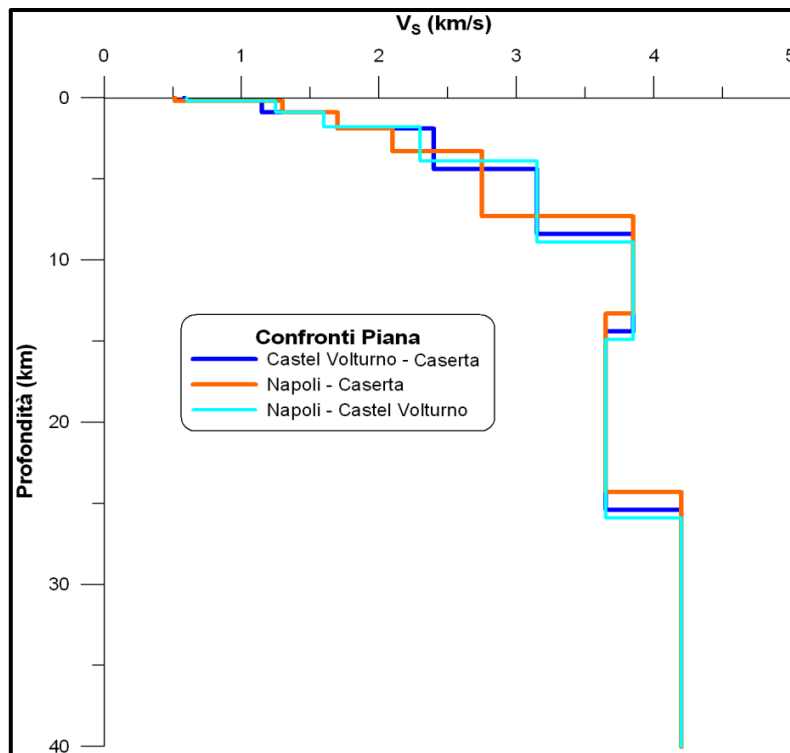


Fig. 5.4 Confronto tra i modelli di V_s per i tragitti Napoli – Caserta (SMN-CE), Castel Volturno – Caserta (CV-CE), Napoli – Castel Volturno (SMN-CV), attraversanti la Piana Campana (ubicazione in Fig. 5.2).

5.3 Settore sud-orientale della Piana

A tale settore appartengono i cammini Avella-Vesuvio, Avella-Napoli e Napoli-Caserta (Figg. 5.2, 5.5). Viene riproposto il cammino Napoli-Caserta, in modo da individuare delle variazioni lungo la fascia che va dalla Piana al Vesuvio. I dati di dispersione estratti per il cammino Napoli-Avella (Nunziata and Costanzo, 2010), sono stati nuovamente invertiti utilizzando una diversa parametrizzazione in quanto il modello precedente presentava uno strato non risolto.

Una prima osservazione che risulta dal confronto dei modelli di V_s (Fig. 5.5) è la similarità tra i tragitti Avella-Napoli e Napoli-Caserta: velocità crescenti da 0.5-0.7 km/s, tipiche dei terreni piroclastici, a circa 2.8 km/s a 3 km di profondità, attribuibile alla presenza dell'orizzonte carbonatico. Le velocità hanno valori tipici delle rocce metamorfiche o della crosta inferiore (3.6-3.8 km/s) a 6-7 km di profondità. Una caratteristica importante dei modelli è un'inversione di velocità a circa 13 km di profondità, immediatamente sopra la Moho che viene rinvenuta a circa 23 km di profondità con una V_s di 4.2 km/s.

Il modello relativo al cammino Avella-Vesuvio (da sottolineare che tale cammino è quello più prossimo al Vesuvio) è discordante sia per la presenza di calcari (fratturati) a profondità più superficiali ($V_s=2.3$ km/s), intorno ad 1 km, sia per una forte diminuzione di velocità da 3.4 km/s a 2.9 km/s a circa 6 km di profondità. Il confronto dei modelli a profondità maggiori di 9 km, mette in evidenza un risultato molto importante: le velocità del modello Avella-Vesuvio, al di sotto

dell'inversione, aumentano ma si mantengono coerenti con le basse velocità riscontrate negli altri due tragitti. I modelli suggeriscono l'ipotesi che lungo il tragitto Avella-Vesuvio c'è uno strato di circa 20 km con una diminuzione di velocità che è maggiore nei primi 5 km. Una diminuzione di V_S in un'area di vulcanismo attivo è spiegabile con la presenza di materiale parzialmente fuso (Taylor and Singh, 2002).

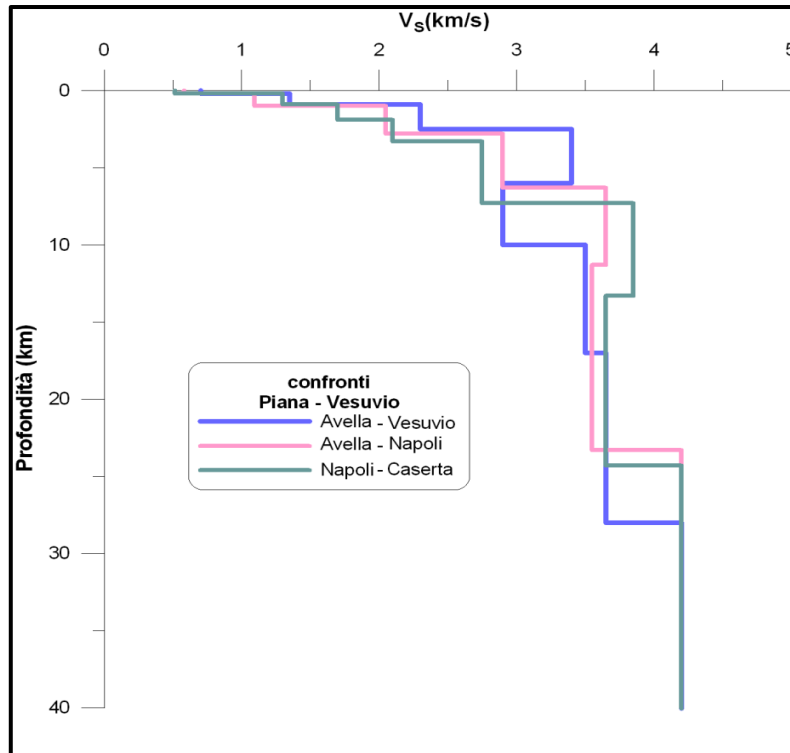


Fig. 5.5 Confronto tra i modelli di V_S relativi ai tragitti Avella-Vesuvio, Napoli (SMN) – Avella e Napoli (SMN) – Caserta (CE) (ubicazione in Fig. 5.2).

5.4 Fascia appenninica limitrofa alla Piana Campana

Viene di seguito proposto il confronto tra i cammini Sannio-Napoli e Napoli-Pietramelara, assieme al modello di velocità ottenuto da Nunziata and Gericitano (2011), sotto le propaggini appenniniche nella zona ad est del Roccamonfina (Figg. 5.2, 5.6). I modelli, sia pure con piccole variazioni di velocità e spessori, presentano le stesse peculiarità. Una prima discontinuità sismica attribuibile al basamento carbonatico e un'inversione di velocità intorno a 10 km di profondità.

Il modello di V_S rappresentativo del cammino Napoli-Sannio, dopo una copertura di circa 1 km di materiale attribuibile a depositi flyschoidi e marne, con velocità variabili da 1.25 a 1.9 km/s, presenta un'aumento di velocità a 2.4 km/s, attribuibile a calcari fratturati: la velocità continua ad essere crescente fino ad una profondità di circa 11 km dove raggiunge il valore di 3.2 km/s, dopodiché viene rilevata una diminuzione di velocità di modesta entità (la V_S assume un valore pari a 3.1 km/s). Parallelamente, il modello di V_S relativo al cammino di Napoli-Pietramelara presenta valori variabili da 1.1 a 1.87 km/s per i primi 2 km. Alla base di tali strati viene rilevato un incremento di velocità a 2.6 km/s, che marca l'inizio della sequenza carbonatica con valori crescenti fino a 3.4 km/s e che continua fino ad una profondità di 9 km. A profondità maggiori di 9 km c'è uno strato spesso circa 6 km caratterizzato da una diminuzione di velocità ($V_S=3.25$ km/s).

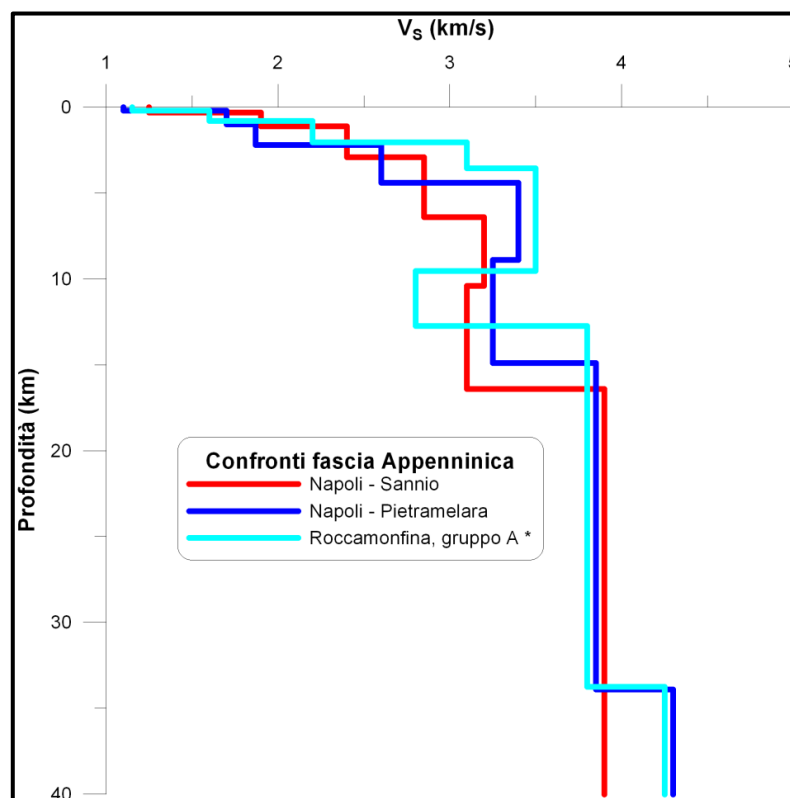


Fig. 5.6 Confronto tra i modelli di V_S rappresentativi per i cammini Napoli (SMN) - Sannio, Napoli (SMN) - Pietramelara (PTM) e Roccamonfina-Appennino (gruppo A* in Nunziata and Gericitano, 2011), relativi alla fascia appenninica ad est della Piana Campana (ubicazione in Fig. 5.2).

L'inversione di velocità sembra una caratteristica anche dell'Appennino fino al bordo con il Roccamonfina (Fig. 5.6). Al di sotto dello strato a bassa velocità, le velocità sono le stesse (circa 3.8 km/s) e tipiche delle rocce metamorfiche o di crosta inferiore. La discontinuità della Moho è rinvenuta a 34 km sia lungo il cammino Napoli-Pietramelara che nell'Appennino limitrofo al Roccamonfina, e si approfondisce a 41 km sotto il tragitto Sannio-Napoli, valore regionale (cella a4) (Panza et al., 2007a). Le profondità della Moho sono in accordo con l'approfondimento di essa dalla Piana Campana verso l'Appennino.

5.5 Confronto modelli di V_s della Piana Campana con sezioni geologiche

I profili di velocità presentati nei paragrafi precedenti vengono ora confrontati con le sezioni geologiche di Mostardini e Merlini (1986) che attraversano l'area di indagine (Figg. 5.2, 5.7).

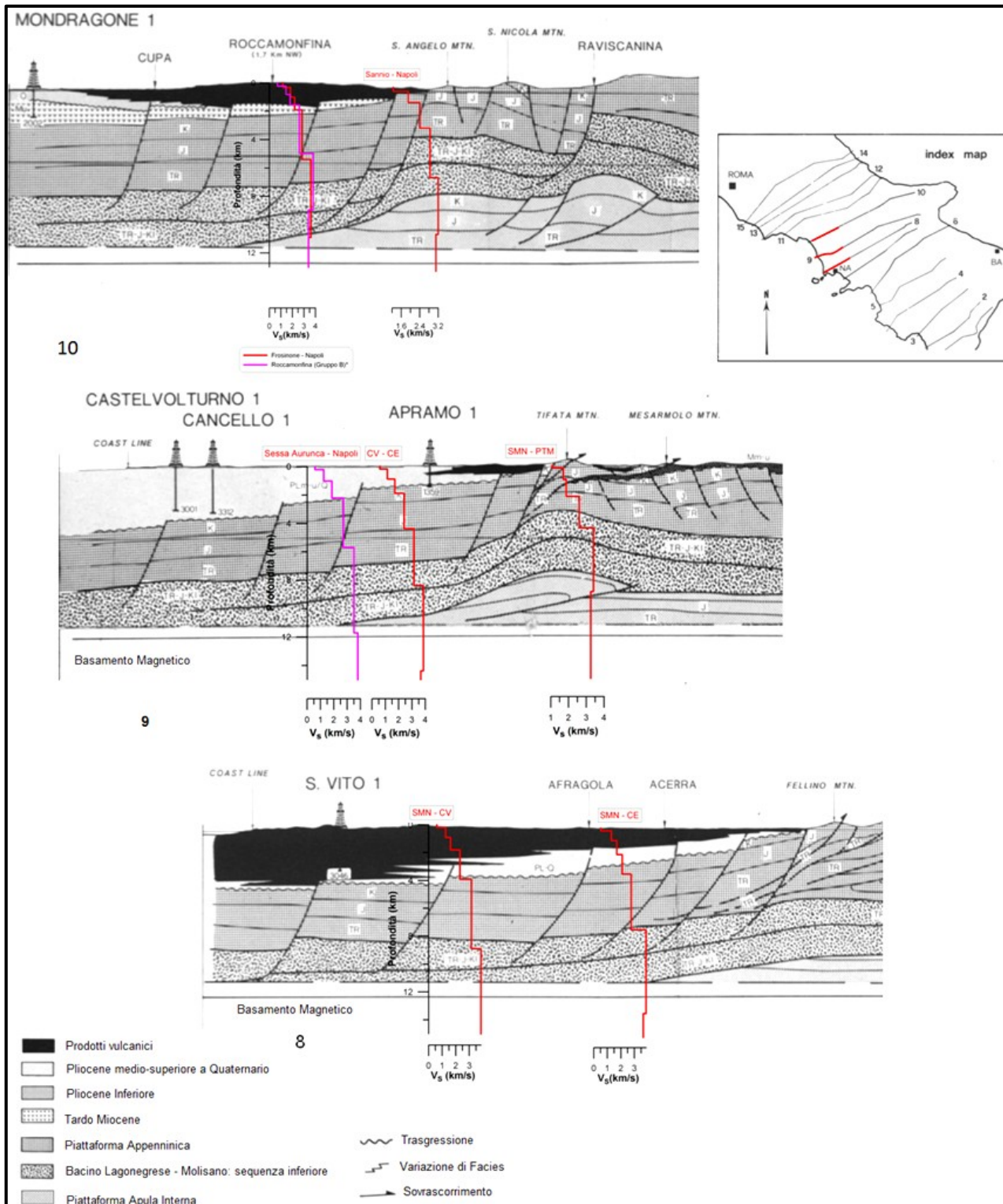


Fig. 5.7 Confronto tra i profili di velocità ottenuti e le sezioni di Mostardini e Merlini (1986), rappresentati nei punti di intersezione (ubicazione in Fig. 5.2). Ai profili ottenuti in questo studio (linea rossa), sono aggiunti i modelli di velocità relativi al cammino Sessa Aurunca - Napoli (Nunziata and Costanzo, 2010) ed al Roccamonfina (Nunziata and Gericitano, 2011).

Sulla sezione più a Nord (Fig. 5.7, sezione 10), passante per il Roccamonfina, vengono proiettati i modelli di velocità relativi ai cammini Frosinone-Napoli e Sannio-Napoli, in quanto il loro punto mediano ricade presso tale sezione. A tali modelli viene aggiunto per confronto il modello di V_S relativo al Roccamonfina (Nunziata and Gericitano, 2011). Tutti e tre i modelli sono in accordo con la sezione circa la discontinuità tra il materiale di copertura (prodotti piroclastici e sedimenti miocenici) e l'inizio della Piattaforma carbonatica Appenninica. Mentre per il modello di velocità relativo al cammino Napoli-Sannio, persistono valori di velocità riferibili a rocce sedimentarie anche a profondità maggiori, gli altri 2 modelli, presentano valori di velocità al limite tra rocce sedimentarie metamorfosate e la crosta inferiore intorno ai 5-6 km. Questi ultimi sono in disaccordo con la sezione geologica che, a tale profondità, mostra ancora la presenza della Piattaforma Appenninica. Il valore di V_S individuato a tale profondità presso il Roccamonfina (3.8 km/s), seguito da un'inversione di velocità (3.4 km/s) è stato interpretato come una camera magmatica in via di raffreddamento.

Lungo la sezione 9 (Fig. 5.7), passante per la Piana Campana, vengono proiettati i modelli di velocità relativi ai cammini Castel Volturno (CV) – Caserta (CE), in parte coincidente con la traccia della sezione, ed il cammino Napoli (SMN) – Pietramelara (PTM) che interseca la sezione presso i monti Tifata. Viene aggiunto per confronto anche il modello di velocità relativo al cammino Sessa Aurunca – Napoli (Nunziata and Costanzo, 2010). I tre modelli sono in accordo con la sezione per lo spessore della copertura e l'inizio della sequenza sedimentaria appenninica. Tuttavia il modello relativo al cammino CV-CE a circa 9 km di profondità presenta una V_S di 3.8 km/s, che non è compatibile con i valori attesi per le rocce sedimentarie della sezione, appartenenti alla sequenza inferiore del bacino Lagonegrese. Anche l'inversione di velocità è a profondità maggiori di quelle della sezione (~15 km). Il modello relativo al cammino Sessa Aurunca - Napoli presenta una V_S di 3.8 km/s alla profondità di 11-12 km, in corrispondenza dell'orizzonte che gli autori marciano come basamento magnetico. Il modello di velocità relativo al cammino SMN-PTM è in accordo con la sezione geologica. L'inversione di velocità (da 3.4 km/s a 3.15) sembrerebbe coincidere con un sovrascorrimento su materiale più fratturato.

Infine, lungo la sezione 8, vengono proiettati i modelli di V_S scelti per i cammini Napoli (SMN) – Castel Volturno (CV) e Napoli (SMN) – Caserta (CE). Anche per questi modelli c'è un buon accordo per la profondità del top della Piattaforma Appenninica, e se teniamo conto della barra d'errore sugli spessori, anche per lo spessore di tale unità. C'è invece disaccordo alle profondità maggiori tra le piattaforme carbonatiche e la velocità di 3.8 km/s.

5.6 Settore meridionale della Piana Campana

Ai fini interpretativi, i modelli di velocità ottenuti lungo i cammini Napoli (SMN) – Trecase al Vesuvio (FTC) ed Avella-Vesuvio vengono confrontati con i modelli ottenuti ai Campi Flegrei e nella zona compresa tra il Vesuvio ed i Campi Flegrei (Nunziata, 2010) ed al Vesuvio (De Nisco et al., 2009) lungo una sezione interpretativa dal golfo di Pozzuoli al Vesuvio (Fig. 5.8).

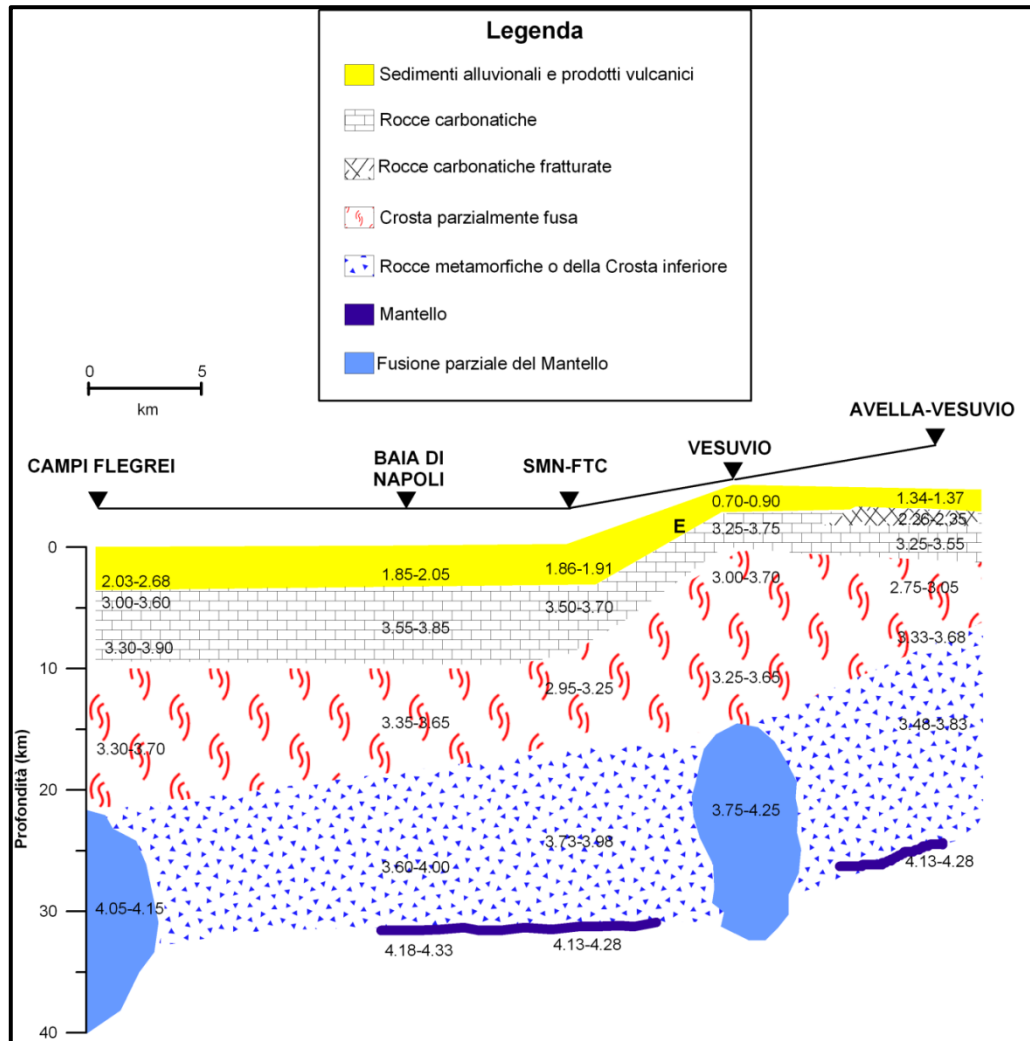
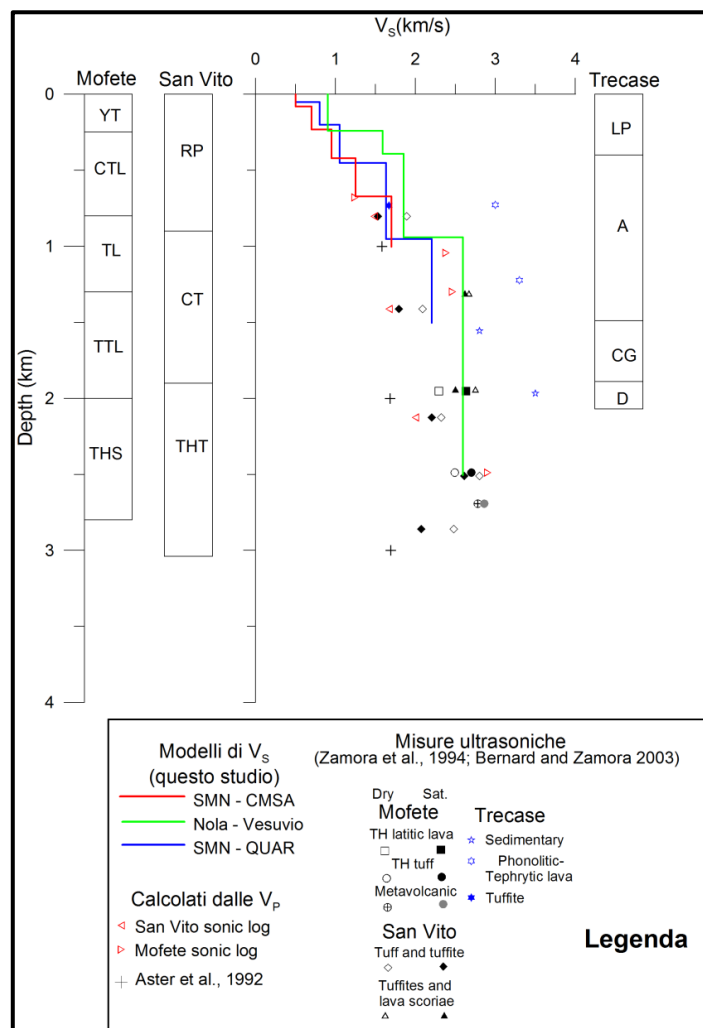


Fig. 5.8 Sezione interpretativa tra i Campi Flegrei ed il Vesuvio (ubicazione in Fig. 5.2). Gli intervalli di velocità sono riferiti alla soluzione scelta \pm errore.

I caratteri salienti sono la presenza di una copertura di sedimenti alluvionali e prodotti vulcanici su una sequenza carbonatica che assume valori di V_s anche molto elevati (3.6 km/s), attribuibile ad azione termometamorfica. Alla base di tale sismo-strato viene osservata un'inversione mediamente intorno agli 8-9 km. Questo strato a bassa velocità risale a 4-6 km di profondità sotto il Vesuvio e nella zona compresa tra Avella ed il Vesuvio e può realisticamente essere attribuito alla presenza di materiale parzialmente fuso (Taylor and Singh, 2002). Esso rappresenterebbe la parte più superficiale di uno stato fisico anomalo (basse V_s) fino al mantello superiore sotto il complesso

I tragitti più corti (Fig. 5.2) hanno campionato una profondità massima di 2.5 km e sono messi a confronto con le misure ultrasoniche effettuate sui campioni prelevati dai sondaggi profondi dei Campi Flegrei (Mofete e San Vito) (Zamora et al., 1994) e del Vesuvio (Trecase) (Bernard and Zamora, 2003) (Fig. 5.9). La prima osservazione è che l'area flegrea (SMN-QUAR, SMN-CMSA) ha velocità più basse rispetto all'area vesuviana e che sono in perfetto accordo con le misure di log sonici di V_P , trasformate in V_S assumendo un rapporto di V_P/V_S uguale a 1.8. L'interpretazione geologica consiste in una copertura di rocce vulcaniche (tufi e tufiti). Il tragitto Nola-Vesuvio sembra avere attraversato un mezzo caratterizzato da una copertura di tufi e tufiti su uno strato, a 1 km di profondità, probabilmente consistente di conglomerati.



140

Conclusioni

Il presente lavoro di tesi è stato finalizzato alla definizione di modelli di velocità V_S con la profondità relativi a strutture da crostali a litosferiche, per la Piana Campana e le zone limitrofe. Tale risultato è stato raggiunto attraverso l'inversione non lineare (metodo Hedgehog) dei dati di dispersione delle velocità di gruppo del modo fondamentale delle onde superficiali di Rayleigh estratti con la tecnica multifiltro FTAN dalle funzioni di cross-correlazione del rumore sismico registrato in due stazioni a larga banda e dalle registrazioni di terremoti. Le strutture litosferiche sono state definite integrando nell'inversione i dati di dispersione locali con periodi ≥ 3 s con i dati regionali (Panza et al., 2007a).

Sono stati definiti 19 profili di indagine, attraversanti la Piana Campana, delineati da coppie di stazioni che hanno acquisito rumore sismico complessivamente per circa 1 anno. È stato possibile estrarre una funzione di dispersione media solo per 7 di questi tragitti, spesso per problemi sull'acquisizione dei dati, talvolta invece le funzioni di cross-correlazione (NCF) calcolate non erano sufficienti per calcolare una curva media.

La tecnica utilizzata si è comunque dimostrata attendibile e molto promettente consentendo l'investigazione di tragitti normalmente poco attraversati da campi d'onda generati da terremoti, se non di bassa energia, e l'estrazione di dati di dispersione fino ad un periodo di circa 7 s colmando il gap esistente tra i dati di dispersione estratti a scala locale e quelli estratti a scala regionale.

L'utilizzo di sensori accelerometrici si è rivelato soddisfacente in contrasto con le raccomandazioni di usare sensori di velocità (SESAME European research project, December 2004).

L'attendibilità dei dati estratti dall'analisi delle NCF è stata validata mediante il confronto con la funzione di dispersione estratta dall'analisi di un terremoto avente un cammino sorgente-ricevitore pressoché coincidente con il cammino delineato da una coppia di stazioni registranti (cammino SMN-PTM). È risultato un ottimo accordo tra i dati di dispersione in comune, però i dati ottenuti dalla NCF sono relativi a periodi più grandi (~ 7 s) rispetto ai 4 s del terremoto. La stabilità dei segnali calcolati, osservata mensilmente è stata anche verificata negli anni attraverso una misura lungo un cammino già campionato con la medesima tecnica nel 2007 (De Nisco and Nunziata, 2011).

I modelli di velocità V_S ottenuti sono stati scelti in base al criterio dell' r.m.s. minimo, o in assenza di un r.m.s. minimo in assoluto, in base al criterio dell' r.m.s. medio. Tali modelli hanno soddisfatto sia il criterio di essere in accordo con le informazioni geologiche e geofisiche preesistenti sia che non ci fossero forti discontinuità.

I caratteri salienti emersi riguardano l'individuazione della discontinuità che marca l'inizio della sequenza sedimentaria mesozoica, e delle inversioni di velocità riscontrate per tutti i profili d'indagine a profondità variabili tra 6 e 15 km.

I modelli di velocità ottenuti sono stati confrontati con i soli dati geologici a grande scala attraversanti l'area, ossia le sezioni interpretative eseguite da Mostardini e Merlini (1986) a partire da un'analisi semiquantitativa delle anomalie aeromagnetiche misurate per l'Italia centro-meridionale.

È emerso un buon accordo tra le sezioni ed i modelli per il top della sequenza sedimentaria mesozoica. Invece a profondità maggiori, i modelli relativi a cammini attraversanti la zona centrale della Piana Campana (cammini SMN-CE, SMN-CV e CV-CE) mostrano un brusco aumento delle V_s , a di 3.85 km/s, già intorno a 8-9 km di profondità dove le sezioni mostrano ancora la presenza di unità sedimentarie. Il valore di velocità di 3.85 km/s non è compatibile con i valori di velocità attesi per le rocce sedimentarie. A tale discontinuità segue un sismostrato caratterizzato da una riduzione di velocità del 5%: in accordo con quanto ipotizzato al Roccamonfina (Nunziata and Gericitano, 2011) e con le ipotesi effettuate da Rolandi et al. (2003), De Vivo et al. (2001) e da Milia and Torrente (2011) circa l'estensione dell'attività vulcanica all'intera zona compresa tra i centri vulcanici principali (Zona Vulcanica Campana), tale anomalia può essere interpretata come una camera magmatica al centro della Piana in via di raffreddamento. La discontinuità della Moho è individuata mediamente a circa 25 km.

Il cammino SMN-PTM, che ha campionato in parte le propaggini Appenniniche, mostra un maggiore accordo con le sezioni geologiche (Mostardini e Merlini, 1986). Anche in questo caso viene riscontrata una riduzione di velocità del 4 % intorno ai 9 km che può essere tanto relazionata ad una zona di thrust-fault, consistente con il modello interpretativo proposto da Mostardini e Merlini (1986), tanto al risentimento di un regime termico anomalo. La Moho per questo cammino è individuata a 34 km.

I modelli di velocità relativi alla zona sud-orientale della Piana, prossimi al Vesuvio, cioè il cammino SMN-FTC e quello Avella-Vesuvio individuano una riduzione di velocità rispettivamente del 14% (a circa 8 km di profondità) e del 12% (a circa 6 km di profondità), che può essere realisticamente attribuita alla presenza di materiale parzialmente fuso (Taylor and Singh, 2002), in accordo con quanto osservato al Vesuvio ed ai Campi Flegrei (Nunziata, 2010 e referenze citate). La Moho per questi cammini viene individuata rispettivamente a 33 ed a 28 km.

I cammini, per i quali sono stati invertiti i soli dati locali, cioè SMN-CMSA e SMN-QUAR, nella zona napoletana a margine dei Campi Flegrei ed il cammino Nola-Vesuvio, confrontati con le misure in pozzo effettuate rispettivamente ai Campi Flegrei (Zamora et al., 1994) ed al Vesuvio

(Bernard and Zamora, 2003) hanno riscontrato valori di V_S ascrivibili a alla presenza di tufi e tufiti (modelli flegrei) e da tufi e tufiti su conglomerati (cammino Nola-Vesuvio).

In conclusione il metodo d'analisi proposto in questo lavoro di testi, la cross-correlazione di rumore sismico, integrato con l'analisi dei terremoti, si è dimostrato uno strumento importante per investigare l'area campana, consentendo la definizione di modelli di velocità per strutture litosferiche.

Tale indagine ha consentito di osservare la variabilità laterale degli strati a bassa velocità individuati al di sotto dell' area flegreo-vesuviana e del Roccamonfina, ed in particolare ha messo in risalto la presenza di una zona anomala al centro della Piana Campana, fornendo un contributo conoscitivo circa la struttura profonda di quest'area.

Bibliografia

- Amato A., Alessandrini B., Cimini G.B., Frepoli A. and Selvaggi G. (1993)** – Active and remnant subducted slabs beneath Italy: evidence from seismic tomography and seismicity - *Ann. Geofis.*, vol. 36(2), pp. 201-214.
- Arisi Rota F., Fichera R. (1987)** - Magnetic interpretation related to geomagnetic provinces: the Italian case history - *Tectonophysics*, vol. 138, pp. 179-196.
- Aster R.C., Meyer R.P., De Natale G., Zollo A., Martini M., Del Pezzo E., Scarpa R., Iannaccone G. (1992)** - In: P. Gasparini, R. Scarpa and K. Aki, (eds) , “*Volcanic Seismology, Seismic investigation of the Campi Flegrei: a summary and synthesis of results*” pp. 1–12, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg.
- Auger E., Gasparini P., Virieux, J. and Zollo A (2001)** - Seismic evidence of an extended magmatic sill under Mt. Vesuvius - *Science*, vol. 294, pp. 1510–1512.
- Auger E., Virieux J., Zollo A. (2003)** - Locating and quantifying the seismic discontinuities in a complex medium through the migration and AVA analysis of reflected and converted waves: an application to the Mt. Vesuvius volcano – *Geophys. J. Int.*, vol. 152, pp. 486–496.
- Barberi F., Innocenti F., Luongo G., Nunziata C., Rapolla A. (1977)** - Shallow magmatic reservoirs as heat source of geothermal systems: preliminary interpretation of data available for the neapolitan active volcanic areas - *Seminar on Geothermal Energy, Bruxelles, 6-7-8 Dicembre*.
- Belkin H.E., De Vivo B., Roedder E., Cortini M. (1985)** - Fluid inclusion geobarometry from ejected Mt. Somma-Vesuvius nodules - *Am. Mineral.*, vol. 70, pp. 288–303.
- Belkin H.E. and De Vivo B. (1993)** - Fluid inclusion studies of ejected nodules from plinian eruptions of Mt. Somma–Vesuvius – *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, vol. 58, pp. 89-100.
- Bensen G.D., Ritzwoller M. H., Barmin M. P., Levshin A. L., Lin F., Moschetti M. P., Shapiro N. M. and Yang Y. (2007)** – Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad band surface wave dispersion measurements – *Geophys. J. Int.*, vol. 169, pp. 1239-1260.
- Berrino G., Corrado G., Riccardi U., (1998)** - Sea gravity data in the Gulf of Naples: a contribution to delineating the structural pattern of the Vesuvian area - *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, vol. 82, pp. 139–150.
- Bernard M.L., Zamora M. (2003)** - Mechanical properties of volcanic rocks and their relations to transport properties - In: Capuano P, Gasparini P, Zollo A, Virieux J, Casale R, Yeroyanni M (eds) *The internal structure of Mt. Vesuvius*. Liguori Editore, Napoli, available on CD.
- Bertini G., Cameli G.M., Costantini A., Decandia F.A., Di Filippo M., Dini L., Elter F.M., Lazzarotto A., Liotta D., Pandelli E., Sandrelli F. and Toro B. (1991)** – Struttura geologica tra i Monti di Campiglia e Rapolano Terme (Toscana Meridionale): stato attuale delle conoscenze e problematiche - *Studi Geol. Camerti*, vol. spec., pp. 155-178.
- Bianchi I., Piana Agostinetti N., De Gori P., Chiarabba C. (2008)** - Deep structure of the Colli Albani volcanic district (central Italy) from receiver functions analysis – *Geophys. Res.*, vol. 113, B09313, doi:10.1029/2007JB005548.

Billi A., Bosi V., De Meo A. (1997) – Caratterizzazione strutturale del rilievo del M. Massico nell'ambito dell'evoluzione Quaternaria delle depressioni costiere dei fiumi Garigliano e Volturno (Campania settentrionale) – *Il Quaternario, Ital. J. Quat. Sci.*, vol. 10(1), pp. 15-26.

Brandmayr E., Raykova R. B., Zuri M., Romanelli F., Doglioni C., Panza G. F. (2010) – The lithosphere in Italy: structure and seismicity – In : *Beltrando M., Peccerillo A., Mattei M., Conticelli S., Doglioni C. (eds) "The geology of Italy", Journal of the Virtual Explorer, Electronic edn, vol. 36, paper 1 ISSN 1441-8142. <http://virtual-explorer.com.au/article/2009/224/lithosphere-structure-seismicity>.*

Boyadzhiev G., Brandmayr E., Pinat T., Panza G.F. (2008) - Optimization for non-linear inverse problems – *Rend. Lincei*, vol. 19, pp. 17-43.

Campillo M. and A. Paul (2003) - Long-range correlations in the diffuse seismic coda - *Science*, vol. 299, pp. 547-549.

Capuano P., Continisio R., Gasparini P. (1992) - Structural setting of a typical alkali-potassic volcano: Roccamonfina, southern Italy – *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, vol. 53, pp. 355-369.

Capuano P., Achauer U. (2003) - Gravity field modeling in the Vesuvius and Campanian area - In: *Capuano P, Gasparini P, Zollo A, Virieux J, Casale R, Yeroyanni M (eds) "The internal structure of Mt. Vesuvius", Liguori Editore, Napoli, available on CD*

Carminati E., Negredo A. M., Valera J. L., Doglioni C. (2005) – Subduction related intermediate-depth seismicity in Italy: insights from thermal and rheological modelling – *Phys. Earth. Planet. In.*, vol. 149, pp. 65-79.

Carrara E., Iacobucci F., Pinna E., Rapolla A. (1973) - Gravity and magnetic survey of the Campanian volcanic area, Southern Italy – *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, vol. 15, pp. 39–51.

Casero P., Roure F., Endignoux L., Moretti I., Muller C., SAGEL. L. and Vially R. (1988) - Neogene geodynamic evolution of the Southern Apennines – *Mem. Soc. Geol. It.*, vol. 41, pp. 109-120.

Cassano E. and La Torre P. (1987) – Geophysics – In : *Santacroce R. (ed) "Quaderni de la ricerca scientifica", vol. 8 (Somma –Vesuvius), pp. 175-196.*

Civetta L., D'Antonio M., De Lorenzo S., Di Renzo V., Gasparini P. (2004) - Thermal and geochemical constraints on the 'deep' structure of Mt. Vesuvius – *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, vol. 133, pp. 1-12

Conticelli S., Melluso L., Perini G., Avanzinelli R., Boari E. (2004) - Petrological, geochemical and isotopic characteristics of potassic and ultrapotassic alkalic magmatism in Southern Central Italy: interferences on its genesis and on nature of its mantle source - *Periodico di Mineralogia*, vol. 73, pp. 135-164.

Corrado G., Rapolla A. (1981) - The gravity field of Italy: analysis of its spectral composition and delineation of a three dimensional crust model for central-southern Italy – *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, vol. 23, pp. 17-29.

Cubellis E., Ferri M., Luongo G., Obrizzo F. (2001) - The roots of Mt. Vesuvius deduced from gravity anomalies – *Mineral. Petrol.*, vol. 73, pp. 23-38.

D'Antonio M., Tonarini S., Arienzo I., Civetta L., Di Renzo V. (2007) - Components and processes in the magma genesis of the Phlegrean volcanic district, southern Italy - In: “*Cenozoic volcanism in the mediterranean area*”, *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, Boulder, Colorado, pp. 203–220, ISBN 9780813724188.

D'Argenio B., Ferreri V., Weissert H., Amodio S., Buonocunto F., Wissler L., (2004) - A multi-disciplinary approach to global correlation and geochronology. The Cretaceous shallow-water carbonates of southern Appennines, Italy - In *D'Argenio B. et al. (eds) “Cyclostratigraphy, approaches and case histories” SEPM Spec. Publ.*, vol. 81, pp. 103-122.

Danyushevsky LV, Lima A (2001) - Relationships between Campi Flegrei and Mt. Somma volcanism: evidence from melt inclusions in clinopyroxene phenocrysts from volcanic breccias xenoliths – *Mineral. Petrol.*, vol. 73, pp. 107-119.

De Gori, P., Cimini, G.B., Chiarabba, C., De Natale, G., Troise, C., Deschamps, A. (2001) - Teleseismic tomography of the Campanian volcanic area and surrounding Apenninic belt - *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, vol. 109, pp. 52-75.

De Natale G., Troise C., Pingue F., De Gori P. and Chiarabba C., (2001) - Structure and dynamics of the Somma-Vesuvius volcanic complex – *Mineral. Petrol.*, vol. 73, pp. 5-22.

De Natale G., Troise, C. Pingue, F. Mastrolorenzo, G. and Pappalardo L. (2006) - The Somma–Vesuvius volcano (Southern Italy): Structure, dynamics and hazard evaluation – *Earth. Sci. Rev.*, vol. 74, pp. 73-111.

De Nisco G., Nunziata C., Panza G.F. (2009) - Magma reservoirs at Somma-Vesuvio as seen with non linear joint inversion of local and regional surface waves tomography - *The Abdus Salam - International Centre for Theoretical Physics*, pp. 1-13, IC/2009/051 (<http://publications.ictp.it>).

De Nisco G. and Nunziata C., (2011) - V_S profiles from noise cross correlation at local and small scale - *Pure Appl. Geophys.*, vol. 168(3-4), pp. 509-520.

Derode A., Larose E., Tanter M., De Rosny J., Tourim A., Campillo M., Fink M.(2003) - Recovering the Green's function from field–field correlations in an open scattering medium - *J. Acoust. Soc. Am.*, vol. 113, pp. 2973–2976.

De Vivo B., Rolandi G., Gans P.B., Calvert A., Bohrsen W.A., Spera F. J., Belkin H.E. (2001) - New constraints on the pyroclastic eruptive history of the Campanian volcanic Plain (Italy) - *Mineral. Petrol.*, vol. 73, pp. 47-65.

De Vivo B., Petrosino P., Lima A., Rolandi G., Belkin H. E. (2010) - Research progress in volcanology in the Neapolitan area, southern Italy: a review and some alternative views – *Miner. Petrol.*, vol. 9, pp. 1-28.

Doglioni C. (1991) - A proposal of kinematic modelling for W-dipping subductions - Possible applications to the Tyrrhenian-Apennines system - *Terra Nova*, vol. 3, pp. 423-434.

Doglioni C., Gueguen E., Harabaglia P. and Mongelli F. (1999) - On the origin of west-directed subduction zones and applications to the western Mediterranean – *Geol. Soc. Spec. Publ.*, vol. 156, pp. 541-561, doi: 10.1144/GSL.SP.1999.156.01.24.

Doglioni C., Innocenti F., Morellato C., Procaccianti D., Scrocca D. (2004) – On the Tyrrhenian sea opening – *Mem. Descr. Carta Geol. d' It.*, vol. 44, pp. 147-164.

Dziewonski A., Bloch S., and Landisman M. (1969) - A technique for the analysis transient seismic signals – *Bull. Seism. Soc. Am.*, vol. 59, pp. 427-444.

Faccenna C., Funicello F., Giardini G., Lucente P. (2001) – Episodic back-arc extension during restricted mantle convection in Central Mediterranean – *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol.187, pp. 105-116.

Finetti I., Morelli C. (1974) - Esplorazione sismica a riflessione nei golfi di Napoli e Pozzuoli – *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, vol. 16, pp. 175-222.

Florio G., Fedi M., Cella F., Rapolla A. (1999) - The Campanian Plain and Phlegrean Fields: structural setting from potential field data – *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, vol. 91, pp. 361-379.

Frezzotti M.L., Peccerillo A., Panza G.F. (2009) - Carbonate metasomatism and CO₂ lithosphere-asthenosphere degassing beneath the Western Mediterranean: an integrated model arising from petrological and geophysical data – *Chem. Geol.*, vol. 262, pp. 108–120.

Gueguen E., Doglioni C. and Fernandez M. (1997): Lithospheric boudinage in the Western Mediterranean back-arc basins - *Terra Nova*, vol. 9(4), pp. 184-187

Guidarelli M., Zillie A., Saraò A., Natale M., Nunziata C., Panza G.F. (2006) – Shear-wave velocity models and seismic sources in Campanian areas: Vesuvius and Phlegraean fields – *In: Dobran F.(ed) “VESUVIUS 2000: education, security and prosperity”, Elsevier, Amsterdam*, pp. 297-309.

Goldstein P., Dodge D., Firpo M., Minner L. (2003) - SAC2000: signal processing and analysis tools for seismologists and engineers - *In: Lee W.H.K., Kanamori H., Jennings P.C., Kisslinger C. (Eds.), Invited contribution to “The IASPEI International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology”, Academic Press, London.*

Haubrich R. A., Munk W. and Snodgrass F.E. (1963) - Comparative spectra of microseisms and swell – *Bull. Seism. Soc. Am.*, vol. 53, pp. 27-37

Improta L., Iannaccone G., Capuano P., Zollo A., Scandone P. (2000) - Inferences on the upper crustal structure of the Southern Apennines (Italy) from seismic refraction investigations and subsurface data – *Tectonophysics*, vol. 317, pp. 273–297.

Improta L., Corciulo M. (2006) - Controlled source non-linear tomography: a powerful tool to constrain tectonic models of the southern Apennines orogenic wedge, Italy – *Geology*, vol. 34, pp. 941-944, doi: 10.1130/G22676A.1.

Ippolito F., Ortolani F., Russo M. (1973) - Struttura marginale tirrenica dell' Appennino Campano: reinterpretazioni dei dati di antiche ricerche di idrocarburi – *Mem. Soc. Geol. It.*, vol. 12, pp. 227-250.

Ippolito F., D'Argenio B., Pescatore T., Scandone P. (1975) - Structural-Stratigraphic units and tectonic framework of Southern Apennines - In: *Squyres C. (ed) Geology of Italy. Libyan Society of Earth Science, Libyan Arab Republic*, pp. 1-11.

Kolinsky P. (2004) - Surface waves dispersion curves of Eurasian earthquakes: the SVAL program - *Acta Geodyn. Geomater.*, vol.1(2), pp. 165-185.

Lacoss R. T., Kelly E. J. , and M. N. Toksoz (1969) - Estimation of seismic noise structure using seismic arrays - *Geophysics*, vol. 34(1), pp. 21-38.

Larose E., Derode A., Campillo M., Fink M. (2004) - Imaging from one-bit correlations of wideband diffuse wave fields – *J. App. Phys.*, vol. 95, pp. 8393 – 8399.

Lee A.W. (1935) - On the direction of approach of microseismic waves – *Proc. R. Soc. Lond. A, Math. Phys. Eng. Sci.*, vol. 149, pp. 183-199.

Levshin A.L., Pisarenkov F., Pogrebinsky G.A. (1972) - On a frequency time analysis of oscillations - *Ann Geophys* vol. 28, pp. 211-218.

Levshin A.L., Ratnikova L. and Berger J. (1992) – Peculiarities of surface wave propagation across Central Eurasia – *Bull Seism Soc Am*, vol. 82, pp. 2464-2493.

Lima A., Danyushevsky L. V., De Vivo B. and Fedele L. (2003) - A model for the evolution of the Mt. Somma-Vesuvius magmatic system based on fluid and melt inclusion investigations - In: *De Vivo B. and Bodnar R. J. (eds) "Melt Inclusions in Volcanic Systems. Methods, Applications and Problems"*, Series: *Developments in Volcanology*, Elsevier, Amsterdam, vol. 5, pp. 227-249.

Lima A., De Vivo B., Fedele L., Sintoni F. and Milia A. (2007) - Geochemical variations between the 79 AD and the 1944 AD Somma–Vesuvius volcanic products: Constraints on the evolution of the hydrothermal system based on fluid and melt inclusions – *Chem. Geol.*, vol. 237, pp. 401-417.

Lima A., De Vivo B., Spera F.J., Bodnar R.J., Milia A., Nunziata C., Belkin H.E., Cannatelli C. (2009) - Thermodynamic model for uplift and deflation episodes (bradyseism) associated with magmatic-hydrothermal activity at the Campi Flegrei (Italy) – *Earth. Sci. Rev.*, vol. 97, pp. 44-58.

Lobkis O.I. and Weaver R.L. (2001) - On the emergence of the Green's function in the correlations of a diffuse field – *Acoust. Soc. Am.*, vol. 110, pp. 3011-3017.

Longuet-Higgins M.S. (1950) - A theory of the origin of microseisms - *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*, vol. 243, pp. 1-35.

Lucente F.P., Chiarabba C., Cimini G. B. and Giardini D. (1999) – Tomographic constraints on the geodynamic evolution of the Italian region – *J. Geophys. Res.*, vol. 104, pp. 20307-20327.

Marianelli P., Me´trich N., Sbrana A. (1999) - Shallow and deep reservoirs involved in magma supply of the 1944 eruption of Vesuvius – *Bull. Volcanol.*, vol. 61, pp. 48-63.

Marianelli P., Sbrana A. and Proto M. (2006) - Magma chamber of the Campi Flegrei supervolcano at the time of the eruption of the Campanian Ignimbrite - *Geology*, vol. 34, pp. 937-940.

Milia A. and Torrente M. M. (2011) - The possible role of extensional faults in localizing magmatic activity: a crustal model for the Campanian Volcanic Zone (eastern Tyrrhenian Sea, Italy) - *J. Geol. Soc.*, vol. 168(2), pp. 471-484, doi: 10.1144/0016-76492010-121.

Mostardini F. and Merlini, S. (1986) - Appennino centro-meridionale. Sezioni geologiche e proposta di modello strutturale – *Mem. Soc. Geol. It.*, vol. 35, pp. 177-202.

Natale M., Nunziata C., Panza G.F. (2005) - Average shear wave velocity models of the crustal structure at Mt. Vesuvius – *Phys. Earth. Planet. In.*, vol. 152, pp. 7-21.

Nicolich R. and Dal Piaz G.V. (1992) - Moho isobaths. Structural Model of Italy. Scale 1:500,000 - *Quaderni de “La Ricerca Scientifica”*, vol. 114 (3), CNR.

Nicolich R. (2001) - Deep seismic transects - In: *Vai G.B. and Martini I.P. (eds.): “Anatomy of an orogen: the Apennines and adjacent Mediterranean basins”*. Kluwer Academic Publishers: pp. 47-52, Dordrecht, The Netherlands.

Nunziata C., Rapolla A. (1981) - Interpretation of gravity and magnetic data in the Phlegraean Fields geothermal area, Naples, Italy – *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, vol. 9, pp. 209-225.

Nunziata C. (2005) - Metodo FTAN per profili dettagliati di Vs - *Geologia Tecnica e ambientale (J. Techn. Eviro. Geol.)*, rivista trimestrale dell’Ordine Nazionale dei Geologi, N°3, pp. 25-43. On line www.consiglionazionalegeologi.it

Nunziata C., Natale M., Luongo G., Panza G.F. (2006) - Magma reservoir at Mt. Vesuvius: size of the hot, partially molten, crust material detected deeper than 8 km – *Earth. Planet. Sci. Lett.*, vol. 242, pp. 51–57.

Nunziata C., De Nisco G., Panza G.F. (2009) - S-waves profiles from noise cross correlation at small scale - *Eng. Geol.*, vol. 105(3-4), pp. 161-170.

Nunziata C., Costanzo M.R. (2010) – Low V_S crustal zones in the Campanian Plain (Southern Italy) – *Miner. Petrol.*, vol. 100, pp. 215- 225.

Nunziata C. (2010) - Low shear-velocity zone in the Neapolitan-area crust between the Campi Flegrei and Vesuvio volcanic areas – *Terra Nova*, vol. 22, pp. 208-217.

Nunziata C., De Nisco G., Costanzo M.R. (2011) - Active and passive experiments for S-wave velocity measurements in urban areas – in : *D'Amico S. (ed) "Earthquake Research and Analysis / Book 2"*, ISBN 979-953-307-273-8.

Nunziata C., Gericitano F. (2011) – V_S crustal models of the Roccamonfina volcano and relationship with Neapolitan Volcanoes (southern Italy) – *Int. J. Earth Sci. (Geol Rundsch)*, doi: 10.1007/s00531-011-0722-7.

Ortolani F., Aprile F. (1978) - Nuovi dati sulla struttura profonda della Piana Campana a SE del fiume Volturno – *Boll. Soc. Geol. It.*, vol. 97, pp. 591–608.

Ortolani F., Aprile F. (1979) - Sulla Struttura Profonda della Piana Campana - *Boll. Soc. Natur. Napoli*, vol. 88, pp. 243-261.

Orsi G., De Vita S. and Di Vito M.A. (1996) – The restless restreignant Campi Flegrei caldera (Italy) : constraints on its evolution and configuration – *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, vol. 74, pp. 179-214.

Panza G.F. (1981) - The resolving power of seismic surface waves with respect to the crust and upper mantle structural models. In *Cassinis R. (ed.) "The solution of the inverse problem in geophysical interpretation"*, Plenum Publishing Corporation pp. 39-77.

Panza G.F., Peccerillo A., Aoudia A., Farina B. (2007a) – Geophysical and petrological modelling of the structure and composition of the crust and upper mantle in complex geodynamic settings: The Tyrrhenian Sea and surroundings – *Earth. Sci. Rev.*, vol. 80, pp. 1-46.

Panza G.F., Raykova R., Carminati E., Doglioni C. (2007b) - Upper mantle flow in the western Mediterranean – *Earth. Planet. Sci. Lett.*, vol. 257, pp. 200-214.

Pappalardo L., Ottolini L., Mastrolorenzo G. (2008) - The Campanian Ignimbrite (southern Italy) geochemical zoning: insight on the generation of a super-eruption from catastrophic differentiation and fast withdrawal – *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 156, pp. 1-26.

Peccerillo A. (2005) - Plioquaternary volcanism in Italy: petrology, geochemistry, geodynamics – *Springer, Berlin*, p. 365.

Peccerillo A., Panza G.F., Aoudia A., Frezzotti M.L. (2008) - Relationships between magmatism and lithosphere-asthenosphere structure in the western Mediterranean and implications for geodynamics – *Rend. Lincei, Springer, Milano*, pp. 291-309.

Peterson J. (1993) - Observation and modeling of background seismic noise - *US Geol. Surv. Open-File Rept., Albuquerque*.

Piana Agostinetti N. and Chiarabba C. (2008) - Seismic structure beneath Mt Vesuvius from receiver function analysis and local earthquakes tomography: evidences for location and geometry of the magma chamber - *Geophys. J. Int.*, vol. 175, pp. 1298-1308, doi: 10.1111/j.1365-246X.2008.03868.x.

Piochi M., De Vivo B. and Ayuso R. A. (2006) - The magma feeding system of Somma–Vesuvius (Italy) strato-volcano: new inferences from a review of geochemical and Sr, Nd, Pb and O isotope data - In: *De Vivo, B. (ed.) "Volcanism of the Campania Plain: Vesuvius, Campi Flegrei and Ignimbrites" Developments in Volcanology, vol. 9, pp. 181-202.*

Presti D. Troise C., De Natale G. (2004) - Probabilistic location of seismic sequences in heterogeneous media - *Bull Seismol. Soc. Am.*, vol. 94, pp. 2239-2263.

Principe C., Rosi M., Santacroce R. and Sbrana A. (1987) - Explanatory notes to the geological map – in *Santacroce R.(ed) "Quaderni de la ricerca scientifica", vol. 8(114) Somma-Vesuvius, pp. 11-51.*

Rolandi G. (1988) – Ignimbriti e tufi nella pianura campana e nei Campi Flegrei: una proposta di riordino – *Relaz. Scient. IV Rend., Convenzione di ricerca "Bradisismo e fenomeni connessi" Università di Napoli – Regione Campania, Napoli.*

Rolandi G., Bellucci F., Heizler M.T., Belkin H.E., De Vivo B. (2003) - Tectonic controls on the genesis of ignimbrites from the Campanian Volcanic Zone, southern Italy – *Miner. Petrol.*, vol. 79, pp. 3-31.

Rosenbaum G., Gasparon M., Lucente F.P., Peccerillo A. and Miller M.S. (2008) – Kinematics of slab tear faults during subduction segmentation and implications for Italian magmatism – *Tectonics*, vol. 27, doi:10.1029/2007TC002143.

Rosi M., Sbrana A., Principe C. (1983) - The Phlegrean Fields: structural evolutions, volcanic history and eruptive mechanism – *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, vol. 17, pp. 273-288.

Rosi M. and Sbrana A. (1987) - Phlegrean Fields. CNR, *Quaderni de "La Ricerca Scientifica"*, vol. 114, p. 175.

Sabra K.G., Gerstoft P., Roux P. and Kuperman W.A. (2005) – Extracting time-domain Green's function estimates from ambient seismic noise – *Geophys. Res. Lett.*, vol. 32, pp. 1 -5.

Saccorotti G., Maresca R. and Del Pezzo E. (2001) - Array analyses of seismic noise at Mt. Vesuvius Volcano, Italy – *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, vol. 110, pp. 79-100.

Scrocca D., Carminati E., Doglioni C. (2005) – Deep structure of the southern Apennines, Italy : Thin – skinned or thick skinned ? – *Tectonics*, vol. 24 pp. 1-20.

SESAME European Research project (December, 2004) - Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibrations: measurements, processing and interpretation - *European Commission – Research General Directorate Project No. EVG1-CT-2000-00026 SESAME.*

Sezawa K. and Kanai K. (1939) – Dispersive Rayleigh-waves of Positive or Negative Orbital Motion, and Allied Problems – *Bull. Earthq. Res. Inst.*, vol. 18, pp. 1-10.

Shapiro N.M. and Ritzwoller M.H. (2002) - Monte-Carlo inversion for a global shear velocity model of the crust and upper mantle – *Geophys. J. Int.*, vol. 151, pp. 88-105.

Shapiro N.M. and Campillo M. (2004) - Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise – *Geophys. Res. Lett.*, vol. 31, L07614, doi: 10.1029/2004GL019491.

Speranza F. and Chiappini (2002) - Thick-skinned tectonics in the external Apennines, Italy: New evidence from magnetic anomaly analysis – *J. Geophys. Res.*, vol. 107(B11), 2290, doi: 10.1029/200JB000027.

Tanimoto T., Artru-Lambin J. (2006) - Interaction of Solid Earth, Atmosphere & Ionosphere

Taylor M.A.J., Singh S.C. (2002) - Composition and microstructure of magma bodies from effective medium theory - *Geophys. J. Int.*, vol. 149, pp. 15-21.

Torrente M.M., Milia A., Bellucci F. and Rolandi G. (2010) - Extensional tectonics in the Campania Volcanic Zone (eastern Tyrrhenian Sea, Italy): new insights into the relationship between faulting and ignimbrite eruptions - *Ital. J. Geosci. (Boll. Soc. Geol. It.)*, vol. 129(2), pp. 297-315.

Valyus V.P., Keileis-Borok V.I. and Levshin A.L., (1968) - Determination of the velocity profile of the upper mantle in Europa - *Doklady Akad. Nauk SSSR*, vol. 185(8), pp. 564-567.

Zamora M., Sartoris G., Chelini W. (1994) - Laboratory measurements of ultrasonic wave velocities in rocks from the C. F. volcanic system and their relation to other field data – *J. Geophys. Res.*, vol. 99, pp. 13553-13561.

Zollo A., Gasparini P., Virieux J., Le Meur H., De Natale G., Biella G., Boschi E., Captano P., De Franco R., Dell'Aversana P., De Matteis R., Guerra I., Iannaccone G., Mirabile L., Vilardo G. (1996) - Seismic evidence for a low-velocity zone in the upper crust beneath Mount Vesuvius – *Science*, vol. 274, pp. 592-594.

Zollo A., Maercklin N., Vassallo M., Dello Iacono D., Virieux J. and Gasparini P. (2008) - Seismic reflections reveal a massive melt layer feeding Campi Flegrei caldera - *Geophys. Res. Lett.*, vol. 35, L12306, doi:10.1029/2008GL034242.

Weaver R.L. (2005) – Information from seismic noise – *Science*, vol. 307, pp. 1568-1569.

Ringraziamenti

Non sono brava in questo genere di cose ma sento l'esigenza di ringraziare alcune persone che hanno contribuito alla stesura di questo elaborato di tesi.

La prima persona a cui vanno i miei ringraziamenti è sicuramente la mia tutor, la Prof. Concettina Nunziata, che mi ha guidata durante questo percorso con costanza ed entusiasmo, aiutandomi a canalizzare le mie idee nella direzione giusta. In lei ho trovato una persona sempre disponibile al dialogo, che mi ha instillato un po' più di fiducia nelle mie capacità. Spero di essermi guadagnata la sua stima.

Un doveroso ringraziamento va alle scuole che hanno ospitato le stazioni accelerometriche che hanno acquisito i dati di rumore sismico: la scuola media "Giovanni XXIII" di Pietramelara (CE), la scuola media "G. Garibaldi" di Castel Volturno (CE) e l'istituto comprensivo "Morelli e Silvati" di Roccarainola (NA).

Grazie anche all'INGV – Osservatorio Vesuviano, in particolare al dott. Luca D'Auria, per aver gentilmente fornito le registrazioni di rumore sismico acquisito dalle stazioni della rete nei Campi Flegrei e le registrazioni di terremoti acquisiti dalle stazioni ubicate sulle pendici del Vesuvio.

Infine ringrazio il Prof. Vincenzo Del Gaudio, per la disponibilità dimostrata e le utili considerazioni in fase di referaggio.